



# Mesure de déformation par interférométrie radar : développements méthodologiques et applications à la subduction chilienne.

Gabriel Ducret

## ► To cite this version:

Gabriel Ducret. Mesure de déformation par interférométrie radar : développements méthodologiques et applications à la subduction chilienne.. Géophysique [physics.geo-ph]. Institut de Physique du Globe de Paris; Ecole Normale Supérieure; Sorbonne Paris Cité, 2013. Français. NNT : . tel-01184581

**HAL Id: tel-01184581**

**<https://theses.hal.science/tel-01184581>**

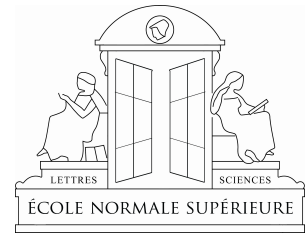
Submitted on 16 Aug 2015

**HAL** is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

Copyright





Institut de Physique du Globe de Paris  
Sorbonne Paris Cité  
École Normale Supérieure  
**ÉCOLE DOCTORALE DES SCIENCES DE LA TERRE**

# THÈSE

pour obtenir le titre de

**Docteur en Sciences de la Terre**

de l'Institut de Physique du Globe de Paris

**Mention : Géophysique**

Présentée et soutenue par

Gabriel DUCRET

**Mesure de déformation par interférométrie  
radar : développements méthodologiques et  
applications à la subduction chilienne.**





Institut de Physique du Globe de Paris  
Sorbonne Paris Cité  
École Normale Supérieure  
ÉCOLE DOCTORALE DES SCIENCES DE LA TERRE

# THÈSE

pour obtenir le titre de

**Docteur en Sciences de la Terre**

de l'Institut de Physique du Globe de Paris

**Mention : Géophysique**

Présentée et soutenue par

Gabriel DUCRET

## Mesure de déformation par interférométrie radar : développements méthodologiques et applications à la subduction chilienne.

Thèse dirigée par Christophe VIGNY et Marie-Pierre DOIN

préparée au laboratoire de Géologie de l'ENS

soutenue le 18 janvier 2013

### Jury :

<i>Rapporteurs :</i>	Bénédicte FRUNEAU	-	MCF Esycom, Univ. Marne la Vallée
	Emmanuel TROUVÉ	-	Pr. LISTIC, Polytech'Annecy-Chambéry
<i>Examineurs :</i>	Gilles PELTZER	-	Pr. labo Geology UCLA
	François BEAUDUCEL	-	Phys., labo. de Sismologie, IPGP
<i>Invité :</i>	Anne SOCQUET	-	Physicien adjoint, IsTerre
<i>Directeur :</i>	Marie-Pierre DOIN	-	CR labo. de Géologie, ENS
	Christophe VIGNY	-	DR labo. de Géologie, ENS



# Remerciements

Avant de vous plonger dans la lecture de ce manuscrit, il faut vous rappeler, par l'intermédiaire de ces remerciements, que la réussite d'un projet doctoral n'est pas seulement due à celui qui écrit ces lignes ! En effet, de nombreuses personnes y ont participé de près ou de loin et je tiens ici à les remercier pour m'avoir permis de mener à bien cette recherche.

En premier lieu je tiens, comme il se doit, à remercier le jury qui a validé ces trois années de travail. Merci tout d'abord à François Beauducel pour avoir présidé ce jury. Je remercie Bénédicte Fruneau et Emmanuel Trouvé pour avoir rapporté ce manuscrit et pour m'avoir donné des conseils avisés en vue de sa soutenance. J'ai également en mémoire nos rencontres enrichissantes dans le cadre du projet EFIDIR. Merci à Gilles Peltzer d'avoir traversé l'Atlantique et accepté de faire partie du jury, et des échanges lors des congrès Dragon.

Les résultats importants de cette thèse n'auraient pas été les mêmes sans l'aide précieuse et le soutien sans faille de Marie Pierre et Raphaël ! Je leur dois beaucoup ! Merci également à Christophe, d'avoir permis à cette thèse d'exister. Comment vous faire part également de ma reconnaissance envers toutes les personnes que j'ai pu croiser sur la route de la thèse que ce soit au laboratoire, en congrès ou ailleurs... J'ai encore fraîchement en tête, dans ce sympathique laboratoire de la rue Lhomond, les moments passés avec les acteurs du second et troisième étage que ce soit les chercheurs permanents, les post-doctorants, doctorants, ingénieurs, administratifs, stagiaires ... J'espère vous côtoyer encore longtemps ! Je remercie Christian de m'avoir accueilli dans cette belle famille et le secrétariat, en particulier Françoise, pour m'avoir guidé dans les nombreuses démarches administratives.

De façon plus particulière que dire de Marianne qui a non seulement fait preuve de patience lors de discussion sur le cycle sismique et avec qui j'ai partagé de grands moments de fou rire ou de craquage complet (notamment pour faire revivre un ensemble de chansons magiques) ! Mais aussi les instants "chilenos" avec Amaya, les dégustations de vodka d'Olga, les discussions sportives d'Aurélien, les efforts fournis à la salle avec Baptiste, les ballades en vélo à Yangshuo avec Cédric, la salsa endiablée de Sergio, les courses du luco avec Sébastien, la découverte de footsbarn (merci Jean Didier), le résultat incroyable de Taiwan avec Yohann. Je n'oublie pas non plus Rana, Maria, Sébastien<sup>2</sup>, Soumaya, Saber, Emilie, Sylvain, Laure, Laureen, Marine qui fait quasiment partie du labo de géol.... Et même s'il est difficile d'escalader les nombreuses marches qui nous séparent du troisième étage il y a pleins de moments marquants avec la naissance d'une belle amitié avec Mathilde à Vienne, l'EGU et sa fameuse fête des conveners à la découverte des sous sols (n'est-ce pas Céline & Adeline), le super road trip entre Vancouver et Seattle avec Alexandra, le judo avec Manu et Dimitri, et puis tous les autres moments de partage avec Kristell, Eugénie, Olivier, Abdelatif, Sylvia... Mais aussi le château de Sisi avec Alexandra, les pintes à Prague avec Romain, les conseils

à Nico contre les ours, la simplicité de Marta, sans oublier l'IPGP et ce fameux voyage en Grèce pour danser le sirtaki avec Morgane et Stéphanie, le tour du Mont Blanc avec également Mélanie et ce fameux spa, ce super TOEIC passé grâce à Christine et avec Elodie (une petite révision pizza/fou rire?), la découverte du Mans (à quand le gâteau Arthur), le super vin familial de Maylis et j'en passe... et les anciens MPT qui ont suivi la même voie, le prof de ski Reno, la découverte de l'ESA avec Bachus, la soirée plage avec Anton les réunions de la famille EFIDIR avec Yajing, malheureusement je n'ai pu suivre toutes les soutenances mais au moins celle de Clém' qui nous a fait voyager! En parlant d'anciens de la fac que dire de la joie de partager le bonheur d'Emilie & Jeremy (il va falloir re-remplir le rhum), mais également dans le même laps de temps d'Alex & Remy et des week end mémorables, de Clotilde & Benj pour une descente en raft, de Sofia & Nab et Chloé en pro de youyou.

On a parfois besoin de souffler durant la thèse et j'ai pu compter sur tout les amis, sur lesquels il y aurait tant à dire tant ils m'apportent : Alice & Pierre pour partager joies, rires et grands moments (et la belle Anouk)! Le groupe Alice, Sofia, Minh, Lou, Jonas, Nabil, Christophe, Olivier entre la Tunisie, Paris et Arendas (et de grands moments sportifs à peine compétitifs...)!!! Les sudistes qui nous ramènent un brin de soleil Mélissa, Charlène pour lesquelles le canapé sera toujours déplié, Emilie et Sébastien pour un autre tour aux Garnuches. Les brunchs du dimanche avec Vanina, Juliette, Jurgis et Elie ou une partie des aventuriers du rail. Taper le carton avec Omid (et nos stratégies kamikazes) et Pooran. Les retrouvailles avec les anciens et cette fameuse raclette ou les pokers Shara, Rom1, Bruno, Greg, Farès, Younes, Djibril, Aurélien, Wilfried, Philippe etc... (il va falloir continuer ce rite) Et puis les gueuletons ou les tentatives de chants avec les pasteuriens Carolina, Cécile, Doris, François, Guillhem, Pétiane, la marche loupée avec Camille et Greg (pour cette année?), un bol d'air marin avec Sébastien et Lucile, et les autres...

Et bien entendu le plaisir non dissimulé que j'ai à retrouver mes racines bugistes, à la Forêt, Boissieu ou Belley avec les cousins et cousines, heureux que la famille s'agrandisse, les oncles tantes, grands parents! J'espère pouvoir venir plus souvent partager de superbes moments avec tout le monde et se retrouver en un quart d'heure à vingt autour d'une fondue improvisée... Je pense aussi aux Delain qui font partie de la famille et je ne peux m'empêcher d'associer également toute la famille (content d'habiter si près de Papa et Maman) et la belle famille (de la mamie, des parents et de la soeur). Et Isa que j'aimerais voir plus souvent avec la petite famille sur cette île paradisiaque! Et je pense aussi à ceux qui sont partis, notamment la tante Berthe (enfin je suis docteur!) mais aussi Clément et Jean, je suis fier d'être leur petit fils, Alice et Tonton Loulou (que de parties de belotes), Marcelle et ses contes de voyages, et tous les autres auxquels je pense souvent (sans oublier Romy).

Évidemment j'ai sûrement omis nombre de personnes qui ont été près de moi durant ces trois riches années et je leur demande de m'excuser pour cela, j'essaierai de me rattraper.

# Table des matières

<b>Résumé</b>	<b>1</b>
<b>Abstract</b>	<b>3</b>
<b>Introduction</b>	<b>5</b>
Motivations de la thèse . . . . .	5
Le Chili une zone d'étude atypique . . . . .	6
Un enjeu pour le traitement d'images SAR . . . . .	7
Plan du manuscrit . . . . .	8
<b>1 État de l'art : l'interférométrie radar</b>	<b>11</b>
1.1 Problématique générale . . . . .	12
1.1.1 Historique . . . . .	12
1.1.2 Spécificités des satellites utilisés . . . . .	13
1.1.2.1 ERS-1 et ERS-2 . . . . .	13
1.1.2.2 ENVISAT . . . . .	14
1.1.3 Intérêts géophysiques de l'InSAR . . . . .	16
1.1.4 Limitations . . . . .	18
1.2 Imagerie SAR . . . . .	20
1.2.1 Acquisition . . . . .	20
1.2.1.1 Principe du radar . . . . .	20
1.2.1.2 La synthèse d'ouverture . . . . .	21
1.2.1.3 Résolution . . . . .	22
1.2.2 Contenu de la phase . . . . .	24
1.3 Génération d'interférogrammes et déroulement . . . . .	25
1.3.1 Principes de base . . . . .	25
1.3.2 Étapes de la formation des interférogrammes . . . . .	26
1.3.2.1 Problématique des lignes de base . . . . .	26
1.3.2.2 Utilisation de l'orbite . . . . .	27
1.3.2.3 Utilisation du Modèle Numérique de terrain . . . . .	28
1.3.2.4 Filtrage spectral . . . . .	29
1.3.3 Déroulement . . . . .	31
1.3.3.1 Problématique . . . . .	31
1.3.3.2 Algorithme branch-cut tree . . . . .	32
1.4 Les différents types de correction . . . . .	33

1.4.1	Effets des contributions de la phase . . . . .	33
1.4.2	Erreurs orbitales . . . . .	34
1.4.3	Erreurs topographiques . . . . .	35
1.4.4	Délais atmosphériques . . . . .	36
1.4.5	Réduction du bruit . . . . .	38
1.4.5.1	Définition du bruit . . . . .	38
1.4.5.2	Multi-looking . . . . .	39
1.5	Étude de séries d'interférogrammes . . . . .	40
1.5.1	Stack de données . . . . .	41
1.5.2	Méthodologie des séries d'interférogrammes . . . . .	41
1.5.2.1	Méthodes à petites lignes de base . . . . .	41
1.5.2.2	Méthodes Permanent Scatterers . . . . .	43
1.5.2.3	Avantages et inconvénients de ces méthodes . . . . .	44
1.5.2.4	Méthodes mixtes . . . . .	46
1.5.3	La chaîne NSBAS . . . . .	47
1.5.3.1	Organigramme . . . . .	47
1.5.3.2	Génération de la série d'interférogrammes . . . . .	48
1.5.3.3	Corrections avant déroulement . . . . .	49
1.5.3.4	Étape de déroulement . . . . .	50
1.5.3.5	Dispersion de la phase, quantification de l'atmosphère tur- bulente . . . . .	51
1.5.3.6	Inversion en série temporelle . . . . .	51
1.5.3.7	Applications . . . . .	52
1.6	Conclusion . . . . .	53
<b>2</b>	<b>Développements méthodologiques : les erreurs de topographie</b>	<b>57</b>
2.1	Importance des corrections de topographie . . . . .	58
2.1.1	Motivations pour notre zone d'étude . . . . .	58
2.1.1.1	Une zone à forte topographie . . . . .	58
2.1.1.2	Utilisation de grandes lignes de base perpendiculaires . . . . .	59
2.1.2	Effets des erreurs de topographie . . . . .	61
2.1.2.1	Perte de cohérence selon la ligne de base perpendiculaire . . . . .	61
2.1.2.2	Erreurs dues au Modèle Numérique de Terrain . . . . .	62
2.2	Corrections des zones de recouvrement . . . . .	63
2.2.1	Problématique . . . . .	63
2.2.2	Zone d'étude . . . . .	64
2.2.3	Tests effectués . . . . .	65
2.2.4	Conclusions . . . . .	66



2.3	Corrections des erreurs de MNT avant déroulement . . . . .	67
2.3.1	Préambule . . . . .	67
2.3.1.1	Cadre de l'étude . . . . .	67
2.3.1.2	Algorithme . . . . .	68
2.3.1.3	Résumé . . . . .	69
	Abstract . . . . .	70
2.3.2	Introduction . . . . .	70
2.3.3	DEM correction algorithm . . . . .	71
2.3.3.1	General Setting . . . . .	71
2.3.3.2	Algorithm . . . . .	72
2.3.4	Application and validation . . . . .	74
2.3.4.1	Data and interferogram processing . . . . .	74
2.3.4.2	DEM correction . . . . .	76
2.3.4.3	Local Phase Variability . . . . .	77
2.3.4.4	Unwrapping . . . . .	79
2.3.5	Conclusions . . . . .	79
	Acknowledgment . . . . .	79
2.3.6	Supplément . . . . .	80
2.3.6.1	Correction grande longueur d'onde . . . . .	80
2.3.6.2	Comparaison des cartes de cohérence . . . . .	81
2.3.6.3	Utilisation de l'input . . . . .	82
2.3.6.4	Facilité d'implémentation . . . . .	84
2.4	Applications à d'autres zones d'études . . . . .	84
2.4.1	Introduction . . . . .	84
2.4.2	Lac Siling Co . . . . .	85
2.4.2.1	Topographie de la zone . . . . .	85
2.4.2.2	Résultats autour du lac . . . . .	87
2.4.3	Taiwan . . . . .	88
2.4.3.1	Topographie de la zone . . . . .	88
2.4.3.2	Réutilisation de la cohérence temporelle . . . . .	89
2.4.3.3	Conclusions sur la correction . . . . .	92
2.4.3.4	Visualisation des corrections sur Taïwan . . . . .	92
2.4.4	Le Chili . . . . .	95
2.4.4.1	Zone d'étude . . . . .	95
2.4.4.2	Résultats sur l'ensemble des tracks . . . . .	96
2.5	Conclusion sur les apports des corrections topographiques . . . . .	98
2.5.1	Apports des corrections . . . . .	98

2.5.2	Perspectives . . . . .	99
<b>3</b>	<b>État de l'art : déformation de surface et géodésie au Chili</b>	<b>101</b>
3.1	Subduction et cycle sismique au Chili . . . . .	102
3.1.1	Contexte général . . . . .	102
3.1.2	La subduction chilienne . . . . .	104
3.1.2.1	Modèle général . . . . .	104
3.1.2.2	Cinématique . . . . .	106
3.1.3	Sismotectonique . . . . .	108
3.1.3.1	Cycle sismique et modèle de back-slip . . . . .	108
3.1.3.2	Sismicité . . . . .	109
3.1.3.3	Segmentation de la subduction chilienne . . . . .	112
3.1.4	Le couplage au Chili . . . . .	114
3.1.4.1	Comportement mécanique . . . . .	114
3.1.4.2	Définition du couplage . . . . .	115
3.1.4.3	Des zones aux comportements particuliers . . . . .	117
3.1.5	Présentation de la zone du petit Nord . . . . .	119
3.1.5.1	Définition . . . . .	119
3.1.5.2	Propriétés spécifiques . . . . .	121
3.2	Données géodésiques . . . . .	122
3.2.1	GPS . . . . .	122
3.2.1.1	Généralités sur le GPS . . . . .	122
3.2.1.2	Données GPS . . . . .	124
3.2.2	L'InSAR au Chili . . . . .	126
3.2.3	Données radar disponibles . . . . .	128
3.2.3.1	Problématique sur la demande des données . . . . .	128
3.2.3.2	Tracks ERS & ENVISAT . . . . .	130
3.2.4	Conclusion sur le jeu de données . . . . .	133
3.3	Conclusions . . . . .	134
<b>4</b>	<b>Application : traitement SAR et étude du swarm de Copiapo</b>	<b>137</b>
4.1	Contexte sismique . . . . .	138
4.1.1	Etude de la sismicité . . . . .	138
4.1.2	Calcul de la b-value . . . . .	141
4.2	Chaîne de traitement des interférogrammes . . . . .	142
4.2.1	Génération des interférogrammes . . . . .	142
4.2.1.1	Algorithme général . . . . .	142
4.2.1.2	Parallélisation . . . . .	145

4.2.1.3	Formation des interférogrammes . . . . .	146
4.2.2	Corrections avant déroulement . . . . .	146
4.2.2.1	Corrections atmosphériques . . . . .	147
4.2.2.2	Corrections orbitales . . . . .	149
4.2.2.3	Corrections topographiques . . . . .	152
4.2.2.4	Filtrage de la phase . . . . .	153
4.2.3	Déroulement de la phase . . . . .	154
4.2.4	Corrections après déroulement . . . . .	156
4.3	Série temporelle et inversion des composantes co et post sismique . . . . .	159
4.3.1	Série temporelle . . . . .	159
4.3.2	L'analyse en composante principale . . . . .	162
4.3.2.1	Principe . . . . .	162
4.3.2.2	Applications . . . . .	163
4.3.3	Séparation des contributions du cycle sismique . . . . .	165
4.4	Modélisation du swarm de Copiapo . . . . .	167
4.4.1	Inversion du co et du post-sismique . . . . .	167
4.4.2	Modélisation du glissement sur l'interface . . . . .	170
4.4.2.1	Un co-sismique contraint . . . . .	170
4.4.2.2	Discussion sur le post-sismique . . . . .	172
<b>5</b>	<b>Applications : autres études de la déformation au Chili</b>	<b>175</b>
5.1	Étude de l'épisode de Punitaqui . . . . .	176
5.1.1	Étude de la sismicité . . . . .	176
5.1.2	Études interférométriques . . . . .	178
5.1.2.1	Génération des interférogrammes . . . . .	178
5.1.2.2	Corrections . . . . .	182
5.1.3	Séries temporelles . . . . .	184
5.1.3.1	Génération . . . . .	184
5.1.3.2	Analyse en composante principale . . . . .	186
5.1.3.3	Extraction co-sismique et intersismique . . . . .	189
5.1.4	Inversions du déplacement cosismique . . . . .	190
5.2	Étude de l'intersismique . . . . .	193
5.2.1	Études préliminaires . . . . .	193
5.2.1.1	Présentation des stacks ENVISAT . . . . .	193
5.2.1.2	Comparaison avec le GPS . . . . .	195
5.2.2	Étude d'après les séries temporelles . . . . .	196
5.2.2.1	Retrait du swarm de Copiapo . . . . .	196
5.2.2.2	Bilan sur la track 53 ERS . . . . .	198

5.2.2.3	Compilation de la mesure intersismique . . . . .	199
5.2.3	Discussion sur l'évolution latérale . . . . .	200
<b>Conclusions et perspectives</b>		<b>203</b>
	Conclusion générale . . . . .	203
	Contribution à la chaîne de traitement NSBAS . . . . .	204
	Conclusions sur l'étude au Nord Chili . . . . .	205
	Perspectives . . . . .	206
<b>Bibliographie</b>		<b>209</b>
<b>Liste des Figures</b>		<b>233</b>
<b>Liste des Communications</b>		<b>233</b>
<b>Communications</b>		<b>235</b>

---

**Résumé :** Les travaux menés durant cette thèse ont eu deux objectifs principaux : d'une part, développer des outils méthodologiques qui contribuent à améliorer le traitement InSAR en milieu naturel, et permettant la quantification de déformations à grande échelle ; d'autre part, appliquer ces techniques à la zone de subduction chilienne, l'une des plus rapides au monde, plus particulièrement dans une zone au comportement singulier et où l'instrumentation est limitée. L'effort entrepris sur la partie méthodologique a consisté à apporter des améliorations à la chaîne algorithmique NSBAS, initiée au laboratoire de géologie de l'ENS et poursuivie au cours du projet EFIDIR. Celle-ci, qui utilise les méthodes à petite ligne de base, a pour but d'automatiser le traitement interférométrique, de l'acquisition SAR jusqu'à la série temporelle, en y incorporant divers types de corrections de phase. L'une d'entre elles a été proposée durant cette thèse pour réduire les effets topographiques induits par la précision du MNT. L'algorithme qui a été développé effectue une correction locale de l'erreur de MNT, en se basant notamment sur des pixels de référence. En ce qui concerne la partie dédiée à l'étude de la marge active chilienne, qui est à l'origine d'une activité sismique de grande ampleur puisqu'elle produit un séisme de magnitude supérieure à 7 tous les ans, nous nous sommes intéressés à une zone comprise entre Taltal ( $-25^{\circ}\text{S}$ ) et Constitución ( $-35^{\circ}\text{S}$ ) comprenant entre autres "le petit Nord" chilien. Cette région revêt un intérêt tout particulier en ayant accommodé la déformation tectonique liée à la convergence depuis la moitié du XX<sup>ème</sup> siècle sans pour autant avoir provoqué de grandes ruptures durant cette période. Nous avons ainsi traité 4 tracks parallèles, provenant des imageurs ENVISAT et ERS, qui nous ont permis de contraindre le champ de déformation sur un ensemble de séries temporelles. Les principales contributions de cette thèse sont donc de différentes sortes. L'algorithme de correction de l'erreur de MNT permet d'améliorer l'étape de déroulement et d'utiliser une gamme de lignes de base perpendiculaires plus importante. L'application qui a été faite sur le Chili a occasionné l'étude de deux événements sismiques avec l'épisode de Swarm de Caldera et la séquence de Punitaqui, et a permis d'estimer les variations de couplage de la région considérée par l'étude de la déformation intersismique. À terme, la meilleure connaissance du "cycle sismique" est un des enjeux importants pour une estimation plus précise de l'aléa sismique. Quant aux développements des chaînes de traitement InSAR automatiques et de plus en plus rapides, ils deviennent un défi à relever dans la perspective du flot de données attendu dans le futur (lancement Sentinel en 2013).

**Mots clés :** InSAR, erreur de MNT, Chili, Cycle sismique

---



---

**Abstract :** The work of this thesis had two main objectives : on the one hand, develop methodological tools in order to improve InSAR processing in natural setting, allowing the quantification of large-scale deformation ; on the other hand, to apply these techniques to the Chilean subduction zone, one of the fastest in the world, especially in an area with a singular behavior and a limited instrumentation. The effort on the methodological part was the improvement of the algorithmic chain NSBAS, created in the laboratory of geology of the ENS. This one, which uses small baseline methods, aims to automate the interferometric processing, from SAR acquisition to time series, including various types of phase correction. One of them was proposed in this thesis in order to reduce topographic effects induced by limits on the resolution of the DEM. The algorithm was developed to perform a local DEM error correction, based in particular on so-called reference points. Regarding the part dedicated to the study of the Chilean active margin, at the origin of an important seismic activity producing large earthquakes above magnitude 7 every year, we look at an area between Taltal ( $-25^{\circ}$  S) and Constitución ( $-35^{\circ}$  S), including the Chilean "Little North". This region is particularly interesting because it accommodated tectonic deformation related to convergence since the mid-twentieth centuries without causing a large earthquake during this period. We processed 4 parallel tracks, from ENVISAT and ERS satellites, which allowed us to constrain the deformation field on a set of time series. Thus, the main contributions of this thesis are from different order. The algorithm for DEM error correction improves the unwrapping step and allows to use a larger range of perpendicular baseline. The application in Chile caused the study of two seismic events with the Swarm of Copiapo and the intraplate earthquake of Punitaqui, and was used to estimate variation in coupling along our region of interest considered by the study of interseismic deformation. Furthermore, a better understanding of the seismic cycle is an important issue for an accurate estimate of the seismic hazard. Developments and speed increasing of the automatic InSAR processing chains, will become a challenge in view of the flood of data expected in the future. **Key words : InSAR, DEM error, Chile, Seismic Cycle**

---





# Introduction

## Sommaire

<b>Motivations de la thèse</b> . . . . .	<b>5</b>
<b>Le Chili une zone d'étude atypique</b> . . . . .	<b>6</b>
<b>Un enjeu pour le traitement d'images SAR</b> . . . . .	<b>7</b>
<b>Plan du manuscrit</b> . . . . .	<b>8</b>

## Motivations de la thèse

Cette introduction, qui se rapproche plus d'un préambule, me permet, en quelques mots, de revenir à la genèse de cette thèse et à son caractère quelque peu exceptionnel. En effet, après moults rebondissements, je devais exercer initialement la fonction d'ingénieur au laboratoire de géologie de l'Ecole Normale Supérieure, dans le cadre de l'ANR EFIDIR. C'est alors que l'opportunité de convertir une bourse de l'école doctorale laissée vacante par l'IPGP a été prise au bond. Ainsi, je remercie une nouvelle fois le laboratoire et Marie Pierre Doin en tête d'avoir été d'une extrême efficacité pour que le dossier puisse être rapidement soumis et accepté. Le sujet de thèse a alors été choisi pour répondre à deux besoins complémentaires. Le premier était de développer la chaîne de traitement InSAR pour étendre l'applicabilité de l'InSAR à la mesure de la déformation dans des zones et contextes moins favorables que ceux étudiés jusqu'à présent au laboratoire. La deuxième était de faire une analyse InSAR au Chili Centre Nord, chantier d'étude important au laboratoire depuis de nombreuses années, mais dont le volet InSAR n'avait pas encore débuté.

Le sujet de thèse porte donc sur la mesure des déplacements de la surface terrestre par interférométrie radar (InSAR), avec comme objectif final de contraindre le comportement mécanique de la lithosphère mise sous contrainte. Or, nombre des champs de déplacement qui nous intéressent pour avancer dans la compréhension de la dynamique de la Terre présentent des gradients très faibles. Le GPS permet de telles mesures, mais nécessite une grande densité de points, et le déplacement vertical est assez difficilement contraint. Le but de cette thèse est ainsi d'explorer les possibilités de l'InSAR dans la mesure de champs de déplacement à grande échelle (plusieurs centaines de km) et de faible amplitude (quelques cm/an). Le déplacement obtenu sera alors complémentaire du champ GPS, avec une très bonne couverture spatiale et une forte sensibilité à la verticale. Pour cela, l'enjeu est de traiter de longs jeux de données ( $> 400$  km) par la méthode à "petite ligne de base" et de l'adapter au calcul "de

masse" sur des zones couvrant  $10^4 \text{ km}^2$ .

La zone d'étude du Chili était ainsi toute trouvée puisque remplissant toutes les conditions d'intérêt géophysique et de problématique géodésique. L'attrait du laboratoire pour cette région depuis plusieurs années a également motivé ce choix et le réseau GPS y étant moins dense, nous avons opté pour l'étude de la partie Centre Nord du Chili.

## Le Chili une zone d'étude atypique

Il est assez convenu d'avancer que la zone de subduction du Chili est un lieu d'étude unique pour la compréhension des séismes et, en ce qui nous concerne, d'une de ces branches qui est la sismotectonique. Et pour cause, la sismicité y est extrêmement intense, en faisant une des zones les plus actives du globe. On note ainsi l'occurrence de séismes de magnitude  $M_w > 8$  une fois tous les 10 ans en moyenne, et de séismes de magnitude  $M_w > 8.7$  une fois par siècle, le dernier en date étant le séisme du Maule, un  $M_w 8.8$  survenu en février 2010. Le Chili a également été le siège du plus grand séisme jamais enregistré sur terre, un  $M_w 9.5$  à Valdivia en 1960, rompant plus de 1 000 km le long de la subduction et produisant un gigantesque tsunami. Les pertes humaines engendrées par ces catastrophes naturelles sont très importantes et, si la prévision des séismes est pour l'instant impossible, l'étude et la compréhension de leur génération est un enjeu important pour la détermination du risque sismique.

Cette forte activité sismique est le fruit d'une convergence entre la plaque Nazca et la plaque Sud Américaine à "grande vitesse", de l'ordre de 7 cm/an, à l'origine de la formation de la cordillère des Andes. Les différents travaux précédents menés sur le Chili, centrés sur le couplage et le comportement sismogène de l'interface de subduction, nous ont montré également que l'on peut définir de multiples segments le long de la subduction de l'ordre de 100 à 200 km de long et de 50 à 100 km de large. L'accumulation de contraintes sur ces segments provoque ainsi fréquemment de grands séismes. De façon plus occasionnelle, lorsque la rupture se propage sur plusieurs segments consécutifs, cela peut engendrer des tremblements de terre de plus grande ampleur. En comparant la sismicité historique de ces différents segments, il a été mis en évidence la présence de lacunes sismiques, définie par la non occurrence de grandes ruptures depuis une longue période (la subjectivité de cette notion en rendant la définition très discutée)

La partie Centre Nord du Chili, entre Taltal ( $-25^\circ\text{S}$ ) et Constitution ( $-35^\circ\text{S}$ ), qui a motivé notre étude, est une région remarquable à de nombreux égards. La région de Coquimbo-Llapel entre  $-30^\circ\text{S}$  et  $-32^\circ\text{S}$  a pu en effet être considérée comme une lacune, n'ayant pas rompue depuis 1943 ( $M_w 7.9$ ). Cependant, il a été observé une augmentation de la sismicité ces

dernières années avec notamment l'épisode de Punitaqui en 1997, un séisme intra-plaque de magnitude Mw 7.3. Plus au Nord, la péninsule de Caldeira est également caractéristique avec une spécificité géométrique, un déficit local de couplage contraint par le GPS et l'occurrence d'essaims sismiques répétés, à Copiapo ( $-27^\circ$ ) en 1973 et 2006. Enfin la partie Sud de la zone d'étude correspond à la limite supérieure de la rupture du Maule ( $-34^\circ\text{S}$ ). On souhaite ainsi par l'INSAR, amener des connaissances supplémentaires sur l'accumulation de contraintes dans cette région particulière, ce qui nous permettrait de définir les différents segments de la zone et d'en déduire leurs comportements.

## Un enjeu pour le traitement d'images SAR

Comme nous l'avons rappelé précédemment, la mesure de déformation par interférométrie radar apparaît complémentaire au GPS. Cependant, cette jeune discipline géodésique est parfois limitée par la région d'intérêt et par l'effort important de traitement de données que peuvent amener les complexités associées. Le Chili, pour un certain nombre de raisons que je tenterai de lister ici fait partie de ces zones où l'obtention d'une bonne précision dans la mesure du déplacement par l'InSAR reste un défi technique et peu de géophysiciens s'y sont aventurés dans le passé. Cependant, les archives d'images satellites sont une mine d'informations qu'il serait dommage de ne pas exploiter et l'installation des stations GPS n'arrive parfois pas à répondre à toutes nos interrogations. Dans notre cas précis le réseau GPS, s'il est dense au niveau de la Serena ( $30^\circ\text{S}$ ), est beaucoup plus éparse dans la région du Nord. L'utilisation de l'InSAR apparaît alors incontournable pour la mesure de déformation à grande échelle spatiale. Or, souhaitant contraindre le comportement des segments de la zone de subduction, il est important de s'appuyer sur de longues tracks.

Ainsi, l'un des principaux enjeux est de pouvoir traiter des données couvrant la totalité de la zone concernée, soit plus de 1 000 km de long. Cette difficulté engendre des problèmes algorithmiques ainsi que des biais qui compliquent ensuite la correction interférométrique. En effet, la trajectoire des satellites variant légèrement le long de l'azimut, la détermination des rampes orbitales devient de ce fait plus complexe.

De plus, les archives disponibles sur le Chili ne sont pas du tout optimales pour le traitement en série temporelle. En effet, les données SAR n'ont pas été acquises de façon régulière et certaines données sont incomplètes. Ainsi les réseaux interférométriques sont entachés du manque d'images pendant parfois plus de deux ans, rendant la décorrélation temporelle fortement préjudiciable. Le changement de caractéristiques des satellites (PRF, doppler) durant le temps d'observation, en particulier pour les images ERS, réduit également le nombre de données utilisables.

La décorrélation spatiale est également un enjeu important pour nos données. En premier lieu, il faut s'affranchir de la topographie dans une région côtière et bordée par les Andes, une chaîne de 4 000 m d'altitude moyenne. Le manque de précision du modèle numérique de terrain utilisé associé à des baselines perpendiculaires importantes et à de forts gradients topographiques, produit des erreurs importantes qui brulent le signal. Enfin nous noterons les problèmes atmosphériques, inhérents au traitement d'image radar, mais particulièrement cruciaux dans notre cas. En effet on note des effets météorologiques variables, entre les zones côtières et les Andes, entre le Sud, humide, et le Nord aride, ainsi que des effets très locaux, notamment au niveau des péninsules, qui ajoutent une contribution de l'atmosphère turbulente entre deux acquisitions.

La liste des difficultés qui peuvent être rencontrées dans cette zone n'est évidemment pas exhaustive et explique l'effort que nous avons fourni pour le traitement et la correction des données avant de les analyser.

## Plan du manuscrit

Après cette brève introduction du sujet de thèse et des raisons qui nous ont encouragés à entreprendre l'étude du Chili par Interférométrie radar, en accordant une grande importance à la qualité des mesures, je dresse ici le plan de ce manuscrit. Celui-ci est partagé en deux grandes parties portant sur le développement méthodologique pour les deux premiers chapitres et les applications au Chili pour les trois suivants. Les brefs descriptifs de ces chapitres sont les suivants :

- Le premier chapitre est un état de l'art très général sur l'interférométrie radar. Je partirai de l'acquisition SAR, en rappelant notamment les caractéristiques des imageurs utilisés, pour ensuite détailler les différentes étapes de la génération d'un interférogramme. Je traiterai par la suite des principales corrections qui sont appliquées sur les données pour finir par l'étude des séries d'interférogrammes, incluant la chaîne NSBAS.

- Le second chapitre reprend les développements algorithmiques effectués lors de la première moitié de la thèse, traitant des corrections topographiques. Nous avons dans un premier temps appliqué les corrections dans les zones de layover, testées dans la région de Risoul, dans le massif des Alpes, puis les corrections du modèle numérique de terrain présentées sous forme d'un article soumis au journal GRSL. Ces dernières corrections ont également été appliquées dans plusieurs régions où nous montrerons leurs apports.

- Le troisième chapitre présente le Chili en général et notre zone d'étude en particulier. En effet, dans un premier temps on rappellera les contextes géologiques et sismotectoniques au Chili, en définissant les principaux enjeux des zones de subduction. Nous nous intéres-

serons par la suite à la zone du Petit Nord, et nous en décrirons les principales spécificités. Enfin nous montrerons l'état des données et la chaîne de traitement qui a été utilisée pour augmenter leur précision comprenant notamment des corrections orbitales, topographiques et atmosphériques.

- Le quatrième chapitre est dévolu à la principale application que nous avons traitée sur la zone du petit Nord au Chili. Il s'agit de l'étude du Swarm de Copiapo. Nous commencerons par rappeler le contexte tectonique de la zone et poursuivrons par l'étude en série temporelle. Nous développerons ensuite la méthodologie utilisée pour séparer les déformations co et post sismiques. Enfin nous conclurons sur les modèles obtenus en fonction des choix de nos inversions.

- Enfin le cinquième chapitre est composé de deux autres applications qui ne sont pas totalement achevées. La première étude repose sur l'étude de l'épisode de Punitaqui. Le plan de ce chapitre est construit d'une manière similaire par rapport au précédent. Nous verrons cependant les particularités de cette étude notamment avec des problématiques liées à l'utilisation d'images ERS et des corrections atmosphériques spécifiques. La seconde partie présente les résultats de l'étude intersismique au Chili. Après avoir défini la notion de couplage et être revenu sur le contexte global du Chili et de sa partie Nord, nous verrons l'ensemble du jeu de données utilisées durant la seconde moitié de la thèse. En soustrayant aux séries temporelles les épisodes de Swarm et Punitaqui, nous discuterons des variations spatiales du couplage.



# État de l'art : l'interférométrie radar

## Sommaire

<b>1.1</b>	<b>Problématique générale . . . . .</b>	<b>12</b>
1.1.1	Historique . . . . .	12
1.1.2	Spécificités des satellites utilisés . . . . .	13
1.1.2.1	ERS-1 et ERS-2 . . . . .	13
1.1.2.2	ENVISAT . . . . .	14
1.1.3	Intérêts géophysiques de l'InSAR . . . . .	16
1.1.4	Limitations . . . . .	18
<b>1.2</b>	<b>Imagerie SAR . . . . .</b>	<b>20</b>
1.2.1	Acquisition . . . . .	20
1.2.1.1	Principe du radar . . . . .	20
1.2.1.2	La synthèse d'ouverture . . . . .	21
1.2.1.3	Résolution . . . . .	22
1.2.2	Contenu de la phase . . . . .	24
<b>1.3</b>	<b>Génération d'interférogrammes et déroulement . . . . .</b>	<b>25</b>
1.3.1	Principes de base . . . . .	25
1.3.2	Étapes de la formation des interférogrammes . . . . .	26
1.3.2.1	Problématique des lignes de base . . . . .	26
1.3.2.2	Utilisation de l'orbite . . . . .	27
1.3.2.3	Utilisation du Modèle Numérique de terrain . . . . .	28
1.3.2.4	Filtrage spectral . . . . .	29
1.3.3	Déroulement . . . . .	31
1.3.3.1	Problématique . . . . .	31
1.3.3.2	Algorithme branch-cut tree . . . . .	32
<b>1.4</b>	<b>Les différents types de correction . . . . .</b>	<b>33</b>
1.4.1	Effets des contributions de la phase . . . . .	33
1.4.2	Erreurs orbitales . . . . .	34
1.4.3	Erreurs topographiques . . . . .	35
1.4.4	Délais atmosphériques . . . . .	36

---

1.4.5	Réduction du bruit . . . . .	38
1.4.5.1	Définition du bruit . . . . .	38
1.4.5.2	Multi-looking . . . . .	39
<b>1.5</b>	<b>Étude de séries d'interférogrammes . . . . .</b>	<b>40</b>
1.5.1	Stack de données . . . . .	41
1.5.2	Méthodologie des séries d'interférogrammes . . . . .	41
1.5.2.1	Méthodes à petites lignes de base . . . . .	41
1.5.2.2	Méthodes Permanent Scatterers . . . . .	43
1.5.2.3	Avantages et inconvénients de ces méthodes . . . . .	44
1.5.2.4	Méthodes mixtes . . . . .	46
1.5.3	La chaîne NSBAS . . . . .	47
1.5.3.1	Organigramme . . . . .	47
1.5.3.2	Génération de la série d'interférogrammes . . . . .	48
1.5.3.3	Corrections avant déroulement . . . . .	49
1.5.3.4	Étape de déroulement . . . . .	50
1.5.3.5	Dispersion de la phase, quantification de l'atmosphère turbu- lente . . . . .	51
1.5.3.6	Inversion en série temporelle . . . . .	51
1.5.3.7	Applications . . . . .	52
<b>1.6</b>	<b>Conclusion . . . . .</b>	<b>53</b>

---

## 1.1 Problématique générale

### 1.1.1 Historique

Avant de nous plonger dans les méandres de la théorie interférométrique, et par conséquent de suivre avec passion le chemin permettant de créer, à partir de deux images SAR, un système de franges merveilleuses pour l'initié ou énigmatiques pour le béotien, il est bon de remonter à la genèse même du radar...

Il est d'usage de rappeler, le radar reposant sur l'utilisation d'ondes radioélectriques, que les théories de [Maxwell, 1865, Maxwell, 1873], interprétant la lumière comme une onde électromagnétique, confirmées par les expériences d'[Hertz, 1896], fondent le principe même des phénomènes de base du radar. Par la suite, il serait vain ici de revenir sur toutes les recherches qui ont participé à l'amélioration des systèmes radars, il semble admis, qu'au



début du XXème siècle, Hülsmeier et son "Telemobiloskop" (un émetteur à éclateur produit une onde radio, orientée par une antenne multipolaire, vers une cible, et deux antennes dipolaires reçoivent le signal rétrodiffusé par celle-ci) soit un des pères fondateurs de la technique [Devine, 2000]. Le développement du radar a ensuite été amplifié par les applications militaires et c'est d'ailleurs durant la seconde guerre mondiale, en 1941, que le mot radar, issu de l'acronyme de RAdio Detecting And Ranging, a commencé à être usité. En pleine course vers l'espace, durant la guerre froide, le premier satellite artificiel est envoyé en 1957. S'ensuit la multiplication des lancements de satellites et de leurs domaines d'applications, les instruments radars commençant à faire partie de ces missions spatiales.

Le Radar à Synthèse d'Ouverture RSO ou SAR (pour Synthetic Aperture Radar), dont nous rappellerons les caractéristiques plus loin, qui permet une augmentation de la résolution de façon artificielle, est embarqué sur SEASAT en 1978. S'en suit la multiplication des projets comprenant des instruments SAR à bord. Il serait inutile d'en faire une liste exhaustive mais nous retiendrons un ensemble des principaux satellites utilisés pour des applications géophysiques. Afin d'avoir une meilleure visibilité nous les classerons ici en fonction de l'organisation qui les a lancés. Ainsi nous commencerons par l'agence spatiale européenne qui a envoyé tout d'abord ERS-1 (1991-2000), suivi par ERS-2 (1995-2011), puis par ENVISAT (2002-2012), tous les trois en bande C. Nous détaillerons plus loin les spécificités de ces trois missions qui devraient être suivies d'une constellation de satellites nommés sentinelles à partir de 2013. L'agence canadienne a également prévu de la bande C pour ses satellites Radarsat-1 (1995) et Radarsat-2 (2007) qui sont toujours en activité. L'agence spatiale japonaise a quant à elle opté pour l'utilisation de la bande L avec JERS-1 (1992-1998), ALOS (2006-2011) et ALOS-2 qui devrait être lancé très prochainement. Enfin on notera la préférence pour la bande X du groupement entre EADS Astrium et l'agence spatiale allemande pour le lancement de TerraSAR-X en 2007 et de l'agence italienne pour COSMO-SkyMed la même année. Les missions peuvent également être embarquées sur navette avec l'agence spatiale américaine et SIR-C en 1994 ou SRTM en 2000.

## 1.1.2 Spécificités des satellites utilisés

### 1.1.2.1 ERS-1 et ERS-2

Les deux parties suivantes sont dédiées aux trois imageurs que nous avons utilisé à savoir les satellites ERS-1 et 2 et Envisat de l'ESA. Par la suite nous nous intéresserons non seulement aux caractéristiques spécifiques de chaque satellite et en particulier des instruments SAR embarqués, mais aussi aux missions successives qui ont été engagées puisqu'elles ont un impact sur la qualité du jeu de données disponibles.

Nous commencerons donc avec la mission European Remote Sensing Satellite (ERS) et le

premier lancement avec ERS-1 en juillet 1991. Ce "beau bébé" de 2 Tonnes et de 12 mètres d'envergure (avec les panneaux solaires et l'antenne radar) a pour mission originelle l'observation de la terre et en premier lieu de l'atmosphère (surveillance de l'ozone, mesure de la vitesse et de la direction du vent à la surface des océans) et de l'océan (évolution du niveau de la mer), en utilisant des techniques radar. Ainsi pour remplir ces objectifs, le satellite sera placé sur différentes orbites. Il est prévu ainsi une orbite répétitive de 3 jours pour couvrir les calottes polaires (durant les hivers boréaux de 1991 et 1993), une orbite répétitive de 168 jours pour des cartographies de bathymétries et de géoïdes (entre avril 1994 et mars 1995, ce qui explique le gap de données pour les études géophysiques durant cette période) et le reste du temps une orbite répétitive de 35 jours pour des applications multidisciplinaires. Un radar altimétrique permet de mesurer les échos des surfaces océaniques et glacières. Le radar à synthèse d'ouverture embarqué fait lui partie de l'instrument hyperfréquence AMI (Active Microwave Instrument) [Attema, 1991] qui a été livré par Astrium (filiale d'EADS). Il opère à une fréquence de 5,3 GHz, soit une longueur d'onde de 5,6 cm (en bande C) avec une polarisation linéaire VV. L'angle d'incidence est de 23° nominal et la largeur de la fauchée est de 100 km. Enfin la résolution au sol est de  $\sim 5$  mètres en azimuth et de  $\sim 26$  mètres en range.

ERS-2, qui a été lancé en avril 1995, n'est pas loin d'être la copie conforme de son prédécesseur, excepté l'ajout de nouveaux instruments. Avec un cycle de 35 jours, il a été placé sur la même orbite qu'ERS-1. Peu de temps après son lancement, l'ESA a décidé de lier les deux satellites pour une mission Tandem d'une durée de 9 mois. Durant cette période, les acquisitions ont été effectuées à un jour d'intervalle entre les deux satellites, permettant une résolution maximale et la mesure de déformation à court terme. Si ERS-1 cesse de fonctionner en mars 2000, ERS-2 poursuit ses acquisitions jusqu'à juillet 2011 avec cependant une défaillance du système d'enregistrement à partir de juin 2003. Ce dysfonctionnement oblige alors le satellite à être en vue des stations au sol de l'ESA pour l'acquisition des données. De plus, sur ERS-2, les gyroscopes (qui assurent la stabilité du satellite), ont rendu l'âme en 2001. Le problème de variabilité du doppler causé par cet incident a été partiellement résolu par un contrôle au sol, mais l'attitude du satellite est resté dès lors bien moins contrôlée qu'auparavant.

#### 1.1.2.2 ENVISAT

Le satellite ENVISAT (pour ENVironment SATellite) a été lancé en mars 2002 pour prendre le relais des satellites ERS-1 et 2. Ses dimensions sont hors normes (plus de 8T et de la dimension d'un bus) et en font le plus gros satellite environnemental jamais construit, regroupant pas moins de 10 instruments de mesure. Comme pour ces prédécesseurs, ENVISAT a une orbite héliosynchrone ce qui a l'avantage non négligeable de repasser au

dessus d'un même lieu systématiquement à la même heure solaire, avec une répétitivité de 35 jours.

Le radar embarqué ASAR (Advanced Synthetic Aperture Radar), qui prend la suite des acquisitions d'ERS (bande de fréquence de fonctionnement quasiment identique, mais avec un très léger décalage), a reçu cependant plusieurs améliorations notables. Celles-ci concernent la prise de vue, le mode d'acquisition et le fonctionnement. La Fig 1.1 résume les différentes configurations possibles pour l'acquisition des données. Durant cette thèse, nous avons utilisé le mode qui reproduit les caractéristiques des radars ERS-1/2 à savoir le mode image VV avec le swath S2 (angles de visée similaires)[Desnos et al., 2000]. À noter qu'il est cependant possible de choisir sa ligne de visée parmi 7 gammes d'angles distincts et que le "wide swath", qui permet l'augmentation de la largeur de l'image, est désormais possible moyennant une diminution de la résolution spatiale. Le mode de polarisation est lui aussi modifiable, y compris la capacité d'obtenir des polarités alternées (ces améliorations permettant notamment des avancées dans l'étude de la végétation).

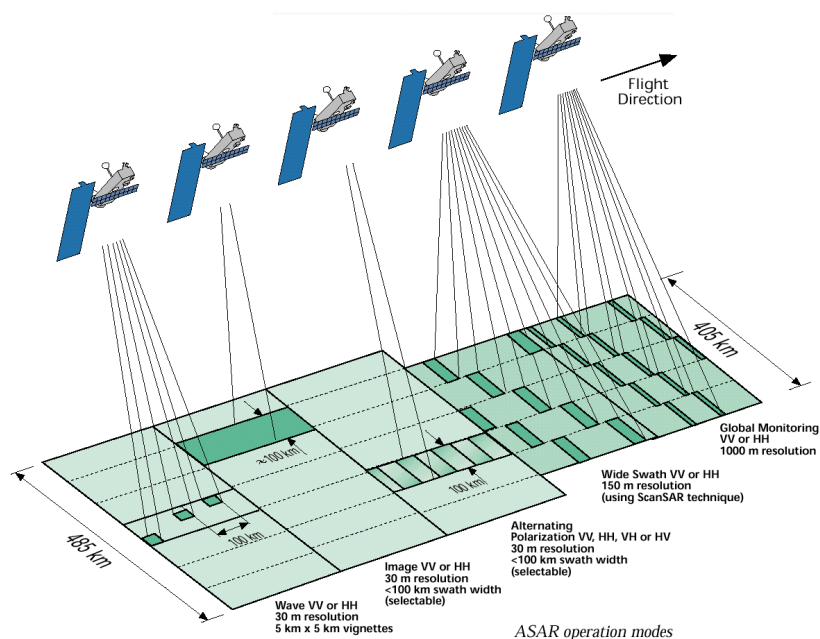


FIG. 1.1 – Représentation du satellite Envisat et des différents modes d'acquisition disponibles pour le radar ASAR avec leur principales caractéristiques (crédit ESA).

Après avoir rempli ses 5 ans de service initiaux, l'ESA a reproduit une mission tandem entre Envisat et ERS durant l'hiver boréal 2008-2009, avec un délai de passage de 28 minutes entre les deux satellites avec des orbites distantes d'environ 2 km. Puis, en octobre 2010, l'orbite d'ENVISAT est progressivement décalée, pour limiter sa consommation en

carburant, avec un cycle de 30 jours environ. Enfin le contact avec Envisat a été perdu en avril 2012 et l'ESA le déclare perdu un mois plus tard. Afin de poursuivre la continuité des acquisitions de données, l'ESA a opté pour une constellation de satellites qui seront dédiés à des domaines de recherche spécifiques. Le premier satellite de la mission Sentinel (Sentinel-1A) [Rucci et al., 2012] sera doté d'un imageur SAR avec des modes d'acquisitions multiples dont un mode swath de 250 km pour une résolution de 5x20 mètres, et une répétitivité de 12 jours (et de 6 jours grâce à l'utilisation en tandem). Le calendrier de lancement est prévu pour 2013 pour une durée nominale de 7 ans (mais ayant les ressources pour continuer 5 ans de plus). Un autre satellite "jumeau", Sentinel-1-B devrait être envoyé 2 ans après celui-ci.

### 1.1.3 Intérêts géophysiques de l'InSAR



FIG. 1.2 – Couverture du journal Nature publié en juillet 1993 montrant un interférogramme produit par une paires d'images SAR d'ERS-1 prises avant et après le tremblement de terre de Landers (Mw 7.3). Chaque frange correspond à un déplacement de 2,8 cm et les dimensions de l'image sont d'environ  $90 \times 90$  km.

Les géophysiciens rêvaient d'un instrument capable d'imager à grande échelle la déformation du sol, l'InSAR l'a fait. L'interférométrie radar prend ses sources dans des travaux menés dès le milieu des années 80 [Graham, 1974]. Les premiers résultats furent obtenus notamment par [Zebker et Goldstein, 1986], pour mesurer la topographie de la baie de San Francisco, puis en utilisant les images fournies par SEASAT [Goldstein et al., 1988]. Mais le réel coup de tonnerre retentit en juillet 1993 lorsque le monde scientifique a eu la possibilité

de contempler ( cf Fig 1.2) l'événement de Landers survenu en juin 1992 grâce aux acquisitions d'ERS-1 [Massonnet et al., 1993]. L'innovation importante était d'avoir obtenu une carte de déformation contenant énormément de détails et que celle-ci soit fortement corrélée avec les prédictions des modèles théoriques.

À partir de ce moment, les scientifiques ont commencé à appliquer cette incroyable technique à bien d'autres déformations du sol. En effet de nombreux phénomènes physiques sur Terre engendrent un signal fort de déformation de surface qui résulte de mouvements ou de changements de pression parfois bien plus profond. Plusieurs revues se sont succédées sur les applications possibles de l'InSAR dans les Sciences de la Terre, notamment depuis [Massonnet et Feigl, 1998]. On citera également, plus récemment, l'état de l'art de [Zhou et al., 2009], et il serait difficile, car très vaste, d'énumérer la liste complètes des thèmes de recherches concernés par cet outil. De plus la multiplication du nombre de satellites, combinée surtout à l'augmentation de la diversité d'offres de modes et de types d'acquisition (bandes de fréquence, polarisation, répétitivité etc...), permet constamment d'élargir les champs d'études.

Nous nous contenterons donc d'évoquer quelques pistes principales de recherche pour l'utilisation de données SAR, en ponctuant l'énumération des différentes disciplines par un choix très restreint de publications.

L'un des thèmes de prédilection, qui est également notre centre d'intérêt, se trouve être le domaine de la sismotectonique avec un nombre important de travaux sur le cycle sismique, dont nous trouverons plusieurs exemples dans [Wright, 2002]. L'étude des déformations co-sismiques, pour des séismes de plus ou moins grande magnitude (couvrant par exemple le Mw 5.9 au Nord d'Athènes [Kontoes et al., 2000] ou le Mw 7.6 Manyi au Tibet [Peltzer et al., 1996]), est en général facilitée par un signal de forte amplitude. Il en va de même pour les déformations post-sismiques pour lesquelles nous avons deux événements californiens intéressants qui se sont déroulés après le séisme Hector Mine (Mw 7.1) [Pollitz et al., 2001] et après celui de Landers [Peltzer et al., 1999]. En ce qui concerne les déformations asismiques, elles sont souvent caractérisées par de faibles amplitudes. Nous prenons ici comme exemple un mouvement sur une chaîne d'avant-pays au sud iranien [Fielding et al., 2004] et un second comprenant un épisode de creep sur la faille de Hayward en Californie [Bürgmann et al., 2000b]. Les déformations intersismiques, enfin, dépendent surtout du temps d'observation disponible et l'on indiquera les applications réalisées sur la faille Denali, en Alaska [Biggs et al., 2007], mais aussi sur la faille de San Andreas [Fialko, 2006]. La détection de ces derniers signaux peut être rendue possible par l'utilisation de séries temporelles d'interférogrammes. Dans tous les cas, il est assez courant de coupler l'InSAR et le GPS dans ce type d'étude.

La volcanologie est également un des principaux champs d'application en particulier par les effets de déflation et d'uplift (parmis les régions volcaniques étudiées on citera le volcan Sicilien, le Mont Etna [Neri et al., 2009], et les champs Phlégréens à l'ouest de Naples [Beauducel et al., 2004]) et d'ouverture de dikes, comme l'épisode de septembre 2005 au Nord de l'Afar [Wright et al., 2006] et [Grandin et al., 2009]. Les images SAR peuvent également être utilisées pour l'étude des glaciers, pour lesquels les missions Tandem (répétitivité très courte dans le temps) peuvent permettre une résolution accrue. [Trouvé et al., 2007] reprend ainsi plusieurs techniques pour l'étude de glaciers tempérés (dans les basses et moyennes altitudes des montagnes), mais les applications concernent aussi les glaciers froids, situés aux pôles [Goldstein et al., 1993]. Les glissements de terrains [Colesanti et Wasowski, 2006] sont également concernés bien que la perte de cohérence contraint à se tourner vers des méthodes de type "Permanent Scatterers". Parmi les champs d'applications on note le site de la Clapière, situé près de Nice et considéré comme l'un des plus grands glissements de terrain d'Europe [Fruneau, 1996]. Les études de soulèvement ou subsidence du sol en milieu urbain sont elles souvent dues à l'activité anthropique et en particulier causée par le pompage d'eau. Ceci est le cas notamment pour la région de Las Vegas [Amelung et al., 1999], mais se retrouve également à Paris, lors de la construction de ligne de RER [Fruneau et Sarti, 2000]. Enfin, parmi les nombreuses autres applications de l'InSAR, on n'oubliera pas la mesure de variation de niveaux d'eau, qui a trouvé une de ces premières applications avec la navette SIR-C sur les plaines inondées de la rivière Amazone [Alsdorf et al., 2000] ou dans les everglades, en Floride, avec les images JERS [Wdowinski et al., 2004], et les techniques permettant de cartographier les zones de végétation, et qui sert principalement à des études forestières [Wegmuller et Werner, 1995].

#### 1.1.4 Limitations

Bien que l'interférométrie radar semble être une technique puissante et robuste, de nombreuses limites viennent compliquer la tâche du géophysicien [Massonnet et Rabaute, 1993, Hanssen, 2002]. Il devient alors nécessaire de consacrer une part importante au traitement des données afin d'éviter toute interprétation erronée. C'est dans cette optique que nous avons participé au développement de méthodes ad hoc pour se soustraire aux nombreuses limitations inhérentes aux données interférométriques.

En ce qui concerne les principales limites de la technique radar, je propose de les distinguer en 3 classes : la distortion géométrique lors de l'acquisition des données, le bruit introduit par la propagation et la diffusion des ondes, et les erreurs induites par le traitement interférométrique.

Les effets géométriques sont compilés dans la Fig. 1.3. Un phénomène de raccourcissement



peut être observé lorsque la pente est orientée vers le radar qui image la rétrodiffusion du sol dans des cases définies par leur distance au satellite. Pour des pentes abruptes (supérieures à l'angle de visée), le signal rétrodiffusé envoyé par le sommet arrive avant celui de la vallée provoquant un recouvrement (layover en anglais). Enfin certaines configurations entraînent un effet d'ombre, lorsque l'incidence locale dépasse les  $90^\circ$  ou qu'un obstacle s'interpose entre l'objet et le radar. De plus la position du satellite n'étant pas identique entre deux dates, cela entraîne la nécessité de connaître précisément leurs orbites respectives sous peine d'introduire des artefacts supplémentaires, et soumet l'interférogramme à un biais topographique qui est fonction de la divergence des orbites.

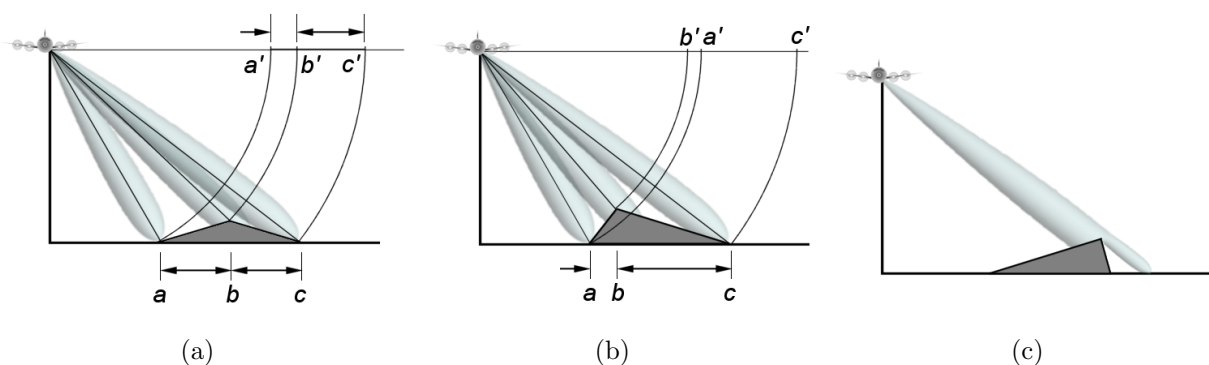


FIG. 1.3 – Effets de distortion géométrique due à l'angle de visée latérale lors de l'acquisition d'image SAR (a) raccourcissement (b) recouvrement et (c) ombrage (selon le site [www.radartutorial.eu](http://www.radartutorial.eu)).

Nous passerons rapidement sur les autres problématiques qui seront, comme la partie topographique, vues en détail par la suite. Celles-ci concernent donc tout d'abord les caractéristiques de l'onde radar et les décorrelations spatiales et temporelles inhérentes à ses propriétés. En effet entre deux acquisitions les propriétés du terrain, notamment la rugosité, peuvent avoir été modifiées. Les terrains de zones humides, la végétation et les changements anthropiques provoquent ainsi des pertes de cohérence temporelle. De plus, la présence de nombreuses cibles de taille très inférieure à la cellule de résolution du radar provoque un bruit dit de chatoiement (speckle en anglais). Enfin le traitement des données peut introduire des erreurs notamment dues au déroulement, la phase interférométrique étant connue modulo  $2\pi$ . La mesure interférométrique est également contrainte par un délais atmosphérique différentiel (l'onde radar parcourant des conditions atmosphériques différentes entre les deux acquisitions).

Le nombre important de paramètres contrôlant la qualité des données ne permet pas d'utiliser toutes les données disponibles, sous peine d'introduire des biais de mesure. Cepen-

lant l'amélioration des techniques de correction et la perspective d'un volume de données de plus en plus conséquent permettent de réduire petit à petit ces limites. Enfin l'utilisation de données GPS (principalement grâce aux mesures continues) dans la correction des données InSAR est également une alternative efficace.

## 1.2 Imagerie SAR

### 1.2.1 Acquisition

#### 1.2.1.1 Principe du radar

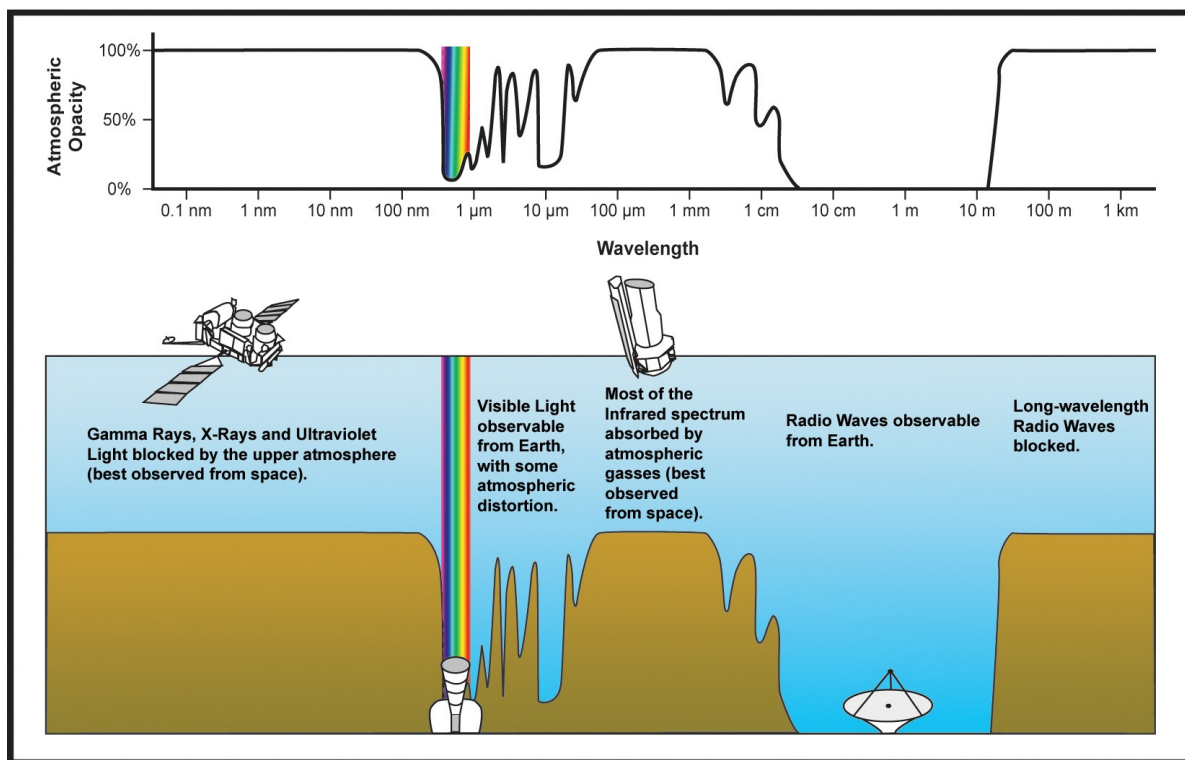


FIG. 1.4 – Spectre d'absorption dans l'atmosphère.

Le principe du radar est relativement simple puisqu'il s'agit de récupérer le signal radio-électrique rétrodiffusé d'un objet. En fonction de la mesure effectuée, l'utilisation combinée ou non de la phase, de l'amplitude et de la polarisation des ondes reçues permet d'en déterminer les propriétés physiques. De plus, en approximant la vitesse des ondes par la célérité de la lumière dans le vide, la mesure du temps d'aller-retour du signal permet de connaître la distance des objets. La vitesse radiale d'un objet est également mesurable par effet doppler.



Dans le cas de l'observation spatiale, les applications radar sont fonction des propriétés et des caractéristiques de l'onde. En effet, la bande de fréquence utilisée (parmi celles définies dans la Fig. 1.5) peut varier selon l'application visée. Ainsi, on utilise la bande X pour étudier les surfaces enneigées ou les milieux urbains ; la bande L pour la végétation ou la cartographie, et la bande C pour des applications géophysiques en milieu naturel. L'utilisation de signaux de longueurs d'onde au moins pluri-centimétriques permet également de se soustraire aux contraintes liées à la couverture nuageuse et à la pluie. Une conséquence pratique de l'utilisation des hyperfréquences est également visible sur la Fig. 1.4 qui montre une fenêtre atmosphérique pour ce domaine fréquentiel. Le radar permet évidemment une utilisation indépendante des conditions d'illumination de jour comme de nuit. À noter enfin que le choix de la fréquence d'émission doit faire face à des contraintes réglementaires (limitant l'utilisation de certaines bandes de fréquences) et techniques.

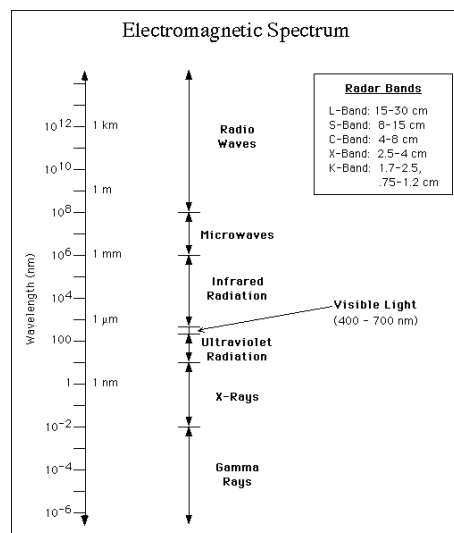


FIG. 1.5 – Spectre électromagnétique incluant le détail des principales bandes de fréquences utilisées en imagerie SAR.

### 1.2.1.2 La synthèse d'ouverture

La synthèse d'ouverture est une méthode utilisée en radar aéroporté ou embarqué par satellite afin d'augmenter "artificiellement" la résolution spatiale. Pour les radars spatioportés, par exemple, cela permet ainsi d'obtenir avec une antenne de l'ordre de la dizaine de mètre des résolutions qui nécessiteraient une antenne de l'ordre du kilomètre !

La Fig. 1.6 illustre le fonctionnement de l'acquisition radar en synthèse d'ouverture. Le point P, pris en exemple, est vu plusieurs fois par le satellite tandis que la distance M caractérise la longueur de l'antenne synthétique. Lorsque le radar passe au dessus d'une zone d'intérêt, il envoie de nombreuses pulsations par seconde à une certaine fréquence

d'impulsion (PRF). La distance parcourue par le satellite entre chaque pulse étant bien plus petite que les dimensions de la zone illuminée (d'un facteur 1000 environ), la même cible est balayée à de nombreuses reprises par le radar mais avec un angle et une position relative légèrement différent à chaque fois. Chaque retour provenant de la cible aura alors une intensité et une phase différente. Ainsi le système SAR utilise des sondages successifs, décalés spatialement et temporellement, pour obtenir un sondage composite. Les images sont ensuite obtenues par un post-traitement en transformée de Fourier qui permet d'augmenter la résolution en azimuth.

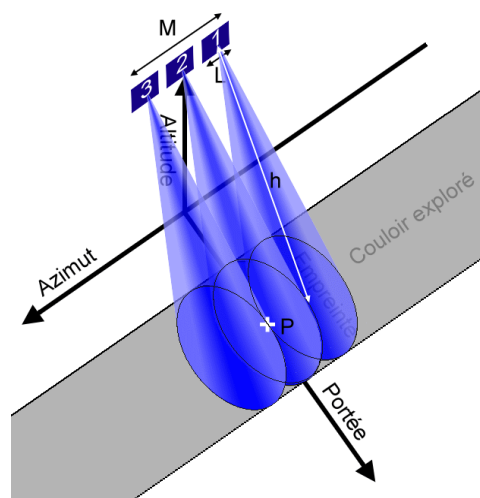


FIG. 1.6 – Principe de fonctionnement de la synthèse d'ouverture : un point au sol est vu à plusieurs reprises par l'imageur SAR.

À noter qu'il existe également des synthèses d'ouverture inversée, ISAR (Inverse SAR), principalement utilisées en aéroporté à des fins militaires, utilisant le mouvement de la cible pour arriver à des résultats similaires.

### 1.2.1.3 Résolution

La définition du système radar, comme tout capteur de télédétection, repose sur plusieurs types de résolution qui sont d'ordre radiométrique, spectrale, temporelle ou spatiale. En ce qui nous concerne, c'est la résolution en phase qui nous intéresse principalement.

La résolution spectrale d'un système est définie par le nombre et l'étroitesse des bandes spectrales du capteur. L'utilisation de plusieurs bandes de fréquence en émission ou en réception permet en effet la détection de phénomènes spécifiques. Si les radars embarqués ne comportent qu'une bande spectrale, l'utilisation combinée des données issues de satellites

ayant des bandes de fréquences différentes peut amener des perspectives supplémentaires, notamment dans le domaine de l'agriculture [Baghdadi et al., 2009].

La résolution radiométrique est fonction de la capacité du capteur à détecter de faibles variations d'énergie électromagnétique dans le signal reçu. Ainsi, quand certains capteurs optiques ne produisent que 256 niveaux d'intensité (par exemple LANDSAT), les capteurs radars peuvent, en général, en détecter plus de 100 000 (selon la quantification). Cette information est souvent compressée pour transmettre des images en 16 bits voire moins.

La résolution temporelle correspond à la différence de temps qui sépare deux mesures de la même cible. En général, on peut l'approximer par la répétitivité du satellite. Cependant, les tracks se recouvrant, et le chevauchement étant d'autant plus grand qu'on se rapproche des pôles, le temps de revisite peut être plus court. Évidemment en ce qui concerne l'interférogramme il dépend également des acquisitions disponibles.

Enfin la résolution qui est principalement mentionnée, se rapporte au domaine spatial. Celle-ci concerne l'aptitude du capteur à discerner deux cibles au sol. Elle se caractérise par deux grandeurs respectivement en distance  $\delta_d$  et en azimuth  $\delta_{az}$ . La résolution de base des systèmes radar dépend principalement de la longueur de l'antenne  $L_a$  pour la résolution en azimuth et de la durée d'un pulse  $\tau_p$  pour celle en distance. Nous avons ainsi :

$$\delta_{az} = \frac{d_{os}\lambda}{L_a} \quad (1.1)$$

$$\delta_d = \frac{c\tau_p}{2 \sin \phi_{inc}} \quad (1.2)$$

avec  $d_{os}$  la distance objet-satellite,  $\lambda$  la longueur d'onde du capteur,  $c$  la célérité de la lumière dans le vide et  $\phi_{inc}$  l'angle d'incidence. En appliquant ces équations aux données des satellites radar, on obtient des résolutions pluri-kilométriques ! Afin d'améliorer nettement ces résultats, et d'obtenir des données métriques, il faudrait donc réduire d'un facteur 1000 la durée du pulse (techniquement très complexe) et augmenter la longueur de l'antenne (pratiquement impossible). Cependant, une succession de compressions permet d'augmenter considérablement la résolution sans passer par ce type de solutions irréalistes. Nous n'allons pas détailler précisément les calculs mais cela est rendu possible par la synthèse d'ouverture pour la résolution en azimuth, et par l'émission d'impulsions longues modulées en fréquence (le chirp) pour la résolution en distance. On obtient alors les résolutions suivantes :

$$\delta_{az} = \frac{L_a}{2} \quad (1.3)$$

$$\delta_d = \frac{c}{2 \sin \phi_{inc} B_{chirp}} \quad (1.4)$$

avec  $B_{chirp}$  la largeur de bande de fréquence du chirp. La résolution azimutale ne dépend alors que de la longueur d'antenne. Il faut alors trouver un compromis entre la résolution spatiale obtenue en azimut tout en conservant une longueur d'antenne suffisante afin de produire et de récupérer un signal de forte amplitude (notamment pour la détection des ondes rétrodiffusées). La résolution en portée, quant à elle, dépend de la bande de fréquence du chirp utilisée. La résolution nominale pour les caractéristiques du capteur ASAR d'Envisat passe de 16 km à 25 m en distance et de 5 km à 5 m en azimut.

### 1.2.2 Contenu de la phase

Les images SAR sont constituées d'un ensemble de pixels bivariés, chaque élément étant caractérisé par un nombre complexe, dont la dimension est fonction des résolutions azimutale et en distance de l'imageur. Ainsi, les résolutions n'étant pas identiques, mais la représentation des pixels étant généralement carrée (selon l'écran d'affichage), on obtient une image déformée par rapport au terrain. De plus, chaque cellule est la résultante de la rétrodiffusion d'une multitude de cibles élémentaires.

Ainsi l'image brute ("raw") d'une scène radar est composée des différents signaux rétrodiffusés en direction du satellite. Ces signaux sont caractérisés par une amplitude, fonction de la réflectivité du sol à l'onde radar, et d'une phase, représentant le déphasage de l'onde rétrodiffusée par rapport à l'onde émise. La phase de chaque élément  $x$  de la scène est la résultante de plusieurs termes :

$$\phi_x = \phi_{propre} + \phi_{atmo} + \phi_{geo} \quad (1.5)$$

avec  $\phi_{propre}$  la phase propre de l'élément (fonction des propriétés de diffusion de la surface rencontrée),  $\phi_{atmo}$  l'effet de la propagation de l'onde dans l'atmosphère et  $\phi_{geo}$  la contribution géométrique correspondant au trajet aller-retour de l'onde. Cette phase est connue modulo  $2\pi$ , chaque cycle de phase correspondant à un parcours de l'onde d'une distance égale à la longueur d'onde.

La conversion de la donnée brute en image complexe ou SLC pour Single Look Complex, est obtenue par focalisations successives en portée et en azimut. Chaque pixel  $i,j$  de l'image est ainsi obtenu par la sommation cohérente des  $N$  différents échos correspondant, étalés en distance et en azimut. Sa valeur complexe est défini par :

$$\phi_{i,j} = \sum_{x=1}^N a_x e^{j\phi_x} \quad (1.6)$$

Si l'amplitude de l'image ainsi produite, qui caractérise les propriétés des surfaces rencontrées, peut être directement exploitable, la phase n'est pas cohérente spatialement. En effet

les réflecteurs internes à chaque cellule étant arrangés différemment d'une cellule à l'autre, la phase en est rendue aléatoire. Par contre si l'on calcule la différence de phase entre deux acquisitions prises dans les mêmes conditions géométriques, on peut annuler l'effet de cette phase propre.

## 1.3 Génération d'interférogrammes et déroulement

### 1.3.1 Principes de base

Le principe de base de l'interférométrie radar est de mesurer la différence de phase entre deux images prises à deux instants différents (en général) et dans des conditions géométriques similaires. Cela permet d'annuler la contribution de la phase propre engendrée par la rétrodiffusion des ondes sur la surface du sol. Ce dernier point n'est vrai que si on retrouve la même configuration des réflecteurs entre les deux images (d'où l'importance de conditions proches entre les deux acquisitions) et si les propriétés diélectriques des cibles rencontrées demeurent invariantes dans le temps, ce qui n'est assurément pas le cas pour des zones de végétation intense ou pour des zones humides par exemple.

En considérant deux images  $I^1$  et  $I^2$ , prises dans la même zone mais à deux instants différents, on obtient l'interférogramme  $I$  en faisant le produit conjugué de chaque pixel entre ces deux images. On a donc pour un pixel donné :

$$I_{ij} = I_{ij}^1 I_{ij}^{2*} = a_{ij}^1 a_{ij}^2 e^{i(\phi_{ij}^1 - \phi_{ij}^2)} \quad (1.7)$$

$$I_{ij} = a_{ij} e^{i\delta\phi_{ij}} \quad (1.8)$$

Si l'on néglige dans un premier temps la variation de la phase propre entre les deux images, on arrive à une mesure de la phase purement géométrique qui est définie en fonction de la différence de distance cible-satellite entre les deux acquisitions. On a donc :

$$\phi_{int} = \frac{4\pi d}{\lambda} \quad (1.9)$$

La distance  $d$ , que l'on cherche à déterminer, est très précise (mesurée à une fraction de la longueur d'onde près), mais n'est connue qu'à un facteur de la longueur d'onde près. L'image constituée par la phase interférométrique est ainsi constituée de franges d'interférences, chaque cycle de phase représentant une rotation de la phase de  $2\pi$  équivalent à un déplacement d'une demi-longueur d'onde (soit 2,8 cm pour ERS ou ENVISAT).

Une fois les contributions orbitales et topographiques enlevées, à l'aide de la reconnaissance des orbites et d'un Modèle Numérique de Terrain (MNT) précis, la phase interférométrique est fonction de cinq paramètres principaux que nous détaillerons par la suite. Nous

avons :

$$\phi_{int} = \phi_{def} + \phi_{orbit_{error}} + \phi_{atmo} + \phi_{bruit} + \phi_{DEM_{error}} \quad (1.10)$$

avec  $\phi_{def}$  un terme de déformation,  $\phi_{orbit_{error}}$  un terme de résidu orbital,  $\phi_{atmo}$  un terme de délai atmosphérique,  $\phi_{bruit}$  un terme de bruit instrumental et  $\phi_{DEM_{error}}$  un terme d'erreurs dû à l'imperfection du MNT.

La prise en compte notamment des changements de propriétés du sol est rendue possible par la génération d'une carte de cohérence. Celle-ci nous informe sur l'homogénéité spatiale de la phase en étant calculée, pour chaque pixel, de la façon suivante :

$$\gamma_{ij} = \frac{|\sum_{i',j' \in F} I_{i'j'}^1 I_{i'j'}^{2*}|}{\sqrt{\sum_{i',j' \in F} |I_{i'j'}^1|^2} \sqrt{\sum_{i',j' \in F} |I_{i'j'}^2|^2}} \quad (1.11)$$

avec  $F$  une fenêtre définie dans le voisinage du pixel  $i, j$ .

### 1.3.2 Étapes de la formation des interférogrammes

#### 1.3.2.1 Problématique des lignes de base

Les deux images formant l'interférogramme ayant des conditions d'acquisition plus ou moins divergentes, associées à la variation de leurs dimensions, imposent d'effectuer une coregistration l'une envers l'autre. L'idée étant d'utiliser une des deux acquisitions, qu'on appellera l'image "maîtresse", comme base géométrique, et d'appliquer les transformations nécessaires à l'autre image, qualifiée d'"esclave", pour qu'elles soient dans la même géométrie. Pour cela deux étapes sont en général nécessaires : une première correction en utilisant les données orbitales du satellite, puis un affinage en effectuant une recherche par corrélation d'amplitude.

L'un des facteurs limitant pour l'interférométrie radar est donc la variation des conditions d'acquisition qui peut s'opérer entre deux images prises à deux dates successives. Celles-ci sont caractérisées par deux facteurs discriminants qui rendent compte des pertes de cohérence spatio-temporelles. Les lignes de bases (ou baselines) perpendiculaires et temporelles permettent ainsi d'avoir une information de la cohérence a priori de chaque interférogramme. La baseline perpendiculaire peut être définie comme la distance perpendiculaire au trajet de l'onde entre les deux satellites (Fig. 1.7). Celle-ci provoque un changement dans l'angle d'incidence local et induit ainsi une augmentation de l'effet topographique ainsi que des franges orbitales en portée. Au dessus d'un certain seuil, l'effet devient trop extrême et ne permet plus d'obtenir une cohérence suffisante. Le seuil pour une perte de cohérence totale

est 1 100 m sur terrain plat pour les images ERS et ENVISAT. En pratique le phénomène de décorrélation s'intensifie dès 400 m. La baseline temporelle correspond à la différence de temps d'acquisition entre les deux dates. Comme nous l'avons évoqué, la décorrélation temporelle dépend des changements dans les propriétés de surface en particulier dans les zones couvertes de végétation.

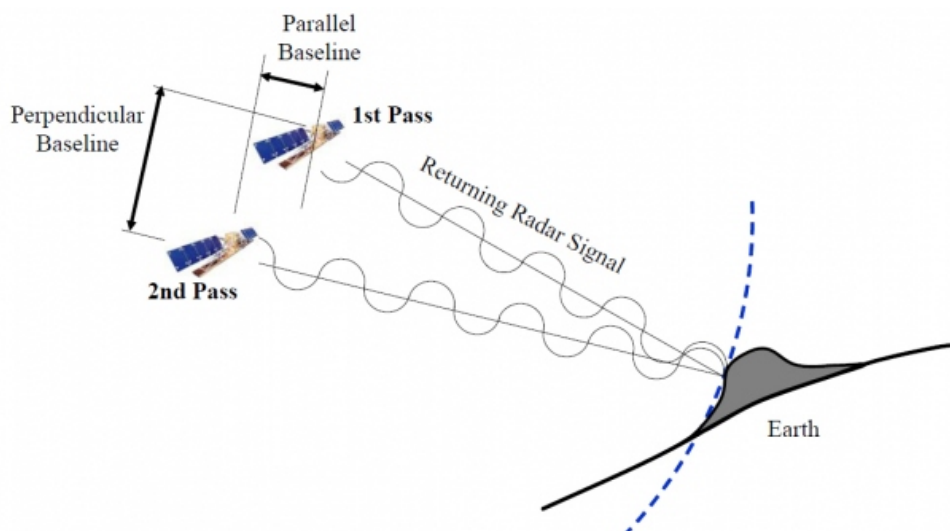


FIG. 1.7 – Géométrie d'acquisition d'une paire d'images radar et définition des lignes de base parallèles et perpendiculaires. Les deux images sont définies par le passage du satellite illuminant la même surface au sol à deux instants différents. Les lignes de bases parallèles et perpendiculaires tiennent compte de la différence de position des satellites entre les deux acquisitions.

### 1.3.2.2 Utilisation de l'orbite

Le calcul des lignes de bases, essentiellement de la baseline perpendiculaire, est ainsi primordial pour la prise en compte de la perte de cohérence de la phase interférométrique. Ainsi la détermination des orbites est-elle un point clé dans le processus de traitement d'images SAR. En général, l'orbite contenue dans les fichiers d'entête de chaque image SAR est une mesure effectuée grâce aux éphémérides des satellites (donnant les vecteurs de position et de vitesse du satellite). Par la suite un calcul a posteriori est réalisé en incluant des modèles orbitaux approfondis et en utilisant certains instruments à bord des satellites. Ces calculs peuvent cependant prendre plusieurs jours voire plusieurs semaines en fonction de la disponibilité des données utilisées. Intéressons-nous aux satellites européens avec la famille ERS et ENVISAT.

En ce qui concerne ERS tout d'abord nous utilisons en principe 3 types d'orbites que nous classerons des moins résolues aux plus résolues. La première donnée est donc une don-

née brute (nommée HDR puisqu'elle est contenue dans le header des fichiers d'images). Une première amélioration de la qualité des orbites, disponibles entre 5 et 7 jours après l'acquisition, est rendue possible par le post-traitement effectué par l'ESA. Ces orbites PRC (Precise Orbit Product) sont obtenues en combinant les données de l'altimètre radar (RA), d'un laser rétro réfléchissant (pour calibrer l'altimètre) et d'un système de tracking (PRARE pour Precise Range And Range-Rate Equipment). Ce dernier instrument n'a cependant pas tenu la distance dans sa première version (sur ERS-1) puisqu'il se mit en arrêt en moins d'une semaine. Enfin, des paramètres orbitaux, les ODR (Orbital Data Records), plus précis encore, sont issus des projets conduits par l'université de Delft en se servant notamment de mesures de champs de gravité [Scharroo et Visser, 1998].

Pour ENVISAT, les orbites brutes sont également disponibles dans les headers, mais nous utilisons principalement les orbites précises (DOR). L'instrument DORIS (Doppler Orbitography and Radiopositioning Integrated by Satellite) donne en effet, en utilisant la mesure précise de la dérive Doppler, la position du satellite sur son orbite avec une précision pluricentimétrique. Deux produits sont par ailleurs rendus disponibles par le post-traitement avec un résultat préliminaire POR (DORIS preliminary orbit state vectors) disponible après 3 à 5 jours, et une mesure précise VOR (DORIS precise orbit state vectors), qui demande un délai de 4 à 5 semaines.

Une des principales limites dans la précision des orbites se trouve donc être dans la disponibilité des données recueillies par les différents instruments à bord des satellites. Ainsi, par exemple, l'"hibernation" du système de tracking laser d'ERS-1 entre 1996 et 1998 ne permet-il pas d'obtenir des orbites précises pour cette période. De plus la qualité des orbites peut varier au cours du temps et peut être impactée par les conditions d'acquisition. L'augmentation de l'activité solaire est un des phénomènes qui peut entraîner la dégradation de la qualité des orbites.

### 1.3.2.3 Utilisation du Modèle Numérique de terrain

Le processus de traitement des données SAR est également dépendant d'un MNT (Modèle Numérique de Terrain), qui est la représentation 2D de la surface du sol, suffisamment précise. Ainsi, la topographie joue un rôle majeur dans les effets de distortions géométriques et présente une contribution importante dans la phase interférométrique.

Une des applications de l'interférométrie radar est d'ailleurs la mesure de topographie, l'intérêt de la méthode étant de proposer un excellent compromis entre une bonne résolution en hauteur et une très grande couverture spatiale. Cependant les conditions doivent pour cela être favorables. En effet, on utilisera principalement des lignes de bases perpendiculaires se trouvant dans un intervalle entre 50 et 300 m ; si celles-ci sont trop faibles, le bruit de



phase domine le signal topographique et si elles sont trop importantes, cela entraîne une perte de la cohérence. De plus il faut minimiser la contribution des déplacements du sol (pour cela on peut réduire la ligne de base temporelle).

Dans notre étude nous avons utilisé les MNT issus de la mission SRTM (Shuttle Radar Topography Mission) [Farr et Kobrick, 2000, Farr et al., 2007]. Ce projet d'envergure conduit par la NASA (National Aeronautics and Space Administration), la NGA (National Geospatial-Intelligence Agency) ainsi que par les agences allemande et italienne, prévoyait d'effectuer une cartographie globale de la surface de la terre. Pour cela la navette spatiale Endeavour a survolé la terre durant 11 jours et à une altitude de 233 km. La mesure a été réalisée grâce à un radar en bande C (un radar en bande X était également à bord pour d'autres applications) et à une acquisition en mode "one pass". En effet il est à noter la présence d'une antenne réceptrice, au bout d'un mat de 60 m, rendant ainsi la ligne de base perpendiculaire immuable au cours de la mission. Au final, elle a acquis de quoi établir une carte topographique de près de 80 % des terres émergées. Le MNT est disponible avec un pas de grille d'une seconde d'arc pour les Etats Unis et ses dépendances et de 3 secondes d'arc pour les autres continents émergés. À noter qu'étant donné certaines distortions géométriques dans les zones de montagnes (principalement liées au recouvrement), le SRTM contient des cellules vides qu'il est nécessaire de combler par interpolation.

D'autres systèmes ont vu le jour avec, globalement, de meilleures résolutions spatiales et/ou altimétriques, comme la mission ASTER (Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer) [Team, 2009] ou dans le futur avec TanDEM-X [Krieger et al., 2007]. Les techniques utilisées incluent des corrélations de données optiques [Jacobsen, 2004] ou de l'interférométrie radar, avec des exemples en double ou multiples passages [Graham, 1974, Gabriel et al., 1989, Rufino et al., 1998], avec des résolutions variables [Zebker et al., 1994]. Pour les MNT formés à partir d'images radar, la précision en verticale est fortement corrélée aux erreurs de ligne de base et au bruit de la phase [Moccia et al., 1994]. Des méthodes sophistiquées ont été proposées pour obtenir un MNT avec de meilleures précisions, comme la tomographie SAR [Marechal, 1995], ou basées sur une nouvelle formulation entre la phase interférométrique et la taille des cibles [Abdelfattah et Nicolas, 2002], ou de la fusion de données SAR et optiques [Tupin et Roux, 2005]. Le LiDAR (Light Detection And Ranging) aéroporté peut également être exploité pour des études locales [Liu, 2008].

#### 1.3.2.4 Filtrage spectral

Avant la génération d'un interférogramme, il est également essentiel de s'affranchir, par filtrage spectral, des décorrelations spatiales en distance et en azimuth dues respectivement

aux variations d'angle de visée et de "squint" (attitude).

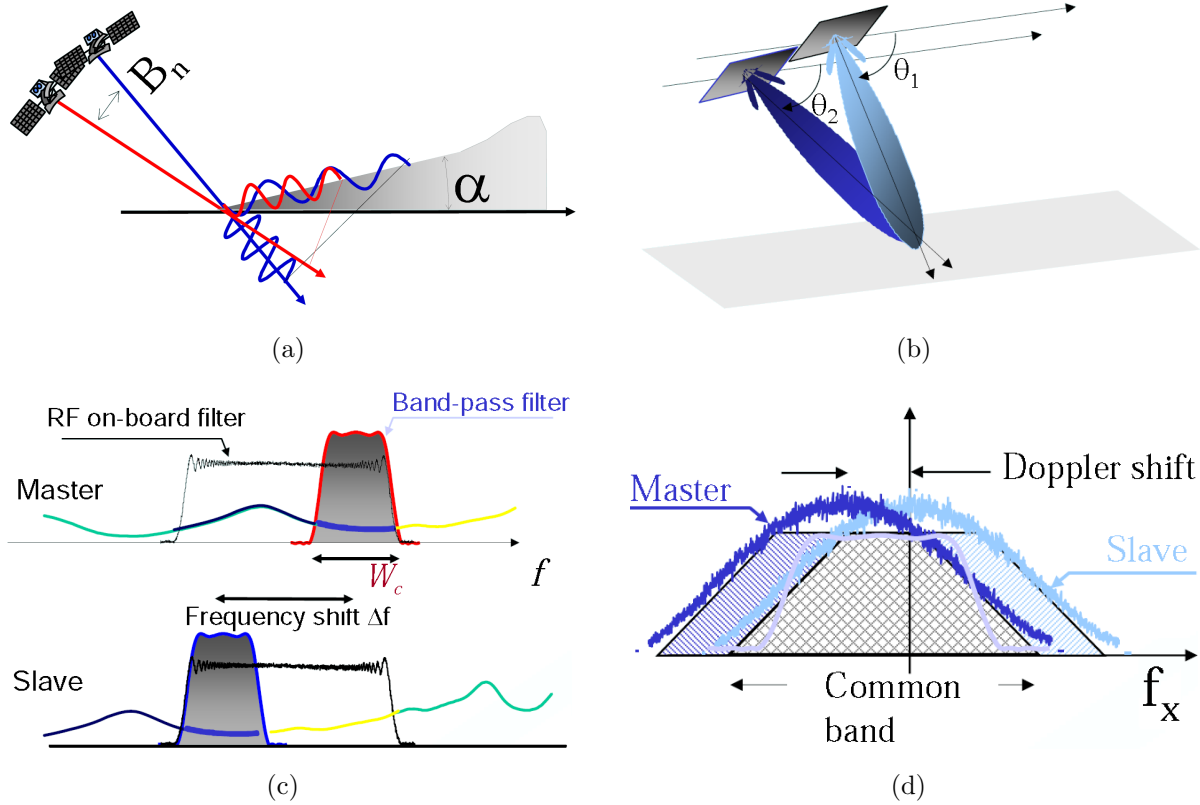


FIG. 1.8 – Décorrelation spatiale en range et en azimuth. Le changement d'angle de vue en (a) entraîne un shift de fréquence de la réflectivité (c). La variation du "squint" (b) provoque lui un décalage de la fréquence doppler centroïde (fréquence centrale du spectre Doppler) (d) (crédit Rocca et al.).

En effet la rétrodiffusion du signal émis par le radar change selon l'angle d'incidence. En modifiant cet angle, on décale le spectre reçu d'une valeur,  $\delta_f$ , qui dépend de la différence d'angle de visée entre les deux satellites. On obtient ainsi :

$$\delta_f = -\frac{f}{\tan(\theta - \alpha)} \delta\theta = -\frac{B_{\perp}}{R \tan(\theta - \alpha)} \quad (1.12)$$

Pour résoudre ce problème de décorrelation, fonction de la ligne de base perpendiculaire, on utilise un filtre passe bande qui supprime les parties du spectre décorrélées entre les deux acquisitions (cf 1.8 a. et d.). On considère de plus que le décalage entre les deux spectres est limité par la bande de fréquence de l'imageur SAR. Cette limite nous permet ainsi, en reprenant l'équation précédente, de définir une ligne de base perpendiculaire critique pour le système radar, dépendant notamment de son angle de visée et de sa longueur d'onde.

Celle-ci est ainsi de 1100 m pour ERS et ENVISAT.

L'angle entre l'antenne et la direction du satellite peut lui aussi légèrement changer entre deux acquisitions. En théorie celui-ci vaut  $90^\circ$  mais il peut varier selon la perpendiculaire d'un angle dit de dépointage (ou squint). Là encore, on peut appliquer un filtre passe bande et l'on effectue la synthèse des deux images en prenant la fréquence doppler moyenne. Cependant le spectre doit là aussi avoir une partie commune et la différence des fréquences doppler ne peut ainsi pas excéder une PRF. La perte de l'attitude (repère tri-dimensionnel du satellite) d'ERS2 après 2001, a provoqué ainsi une difficulté supplémentaire aux traitements de ces données.

### 1.3.3 Déroulement

#### 1.3.3.1 Problématique

La phase de déroulement est probablement la plus critique dans le traitement interférométrique. Celle-ci consiste en effet à retrouver le contenu de la phase initiale de l'interférogramme, en résolvant les ambiguïtés de  $2\pi$ , et ainsi à obtenir une carte de déformation du sol dans la ligne de visée du satellite.

Dans un cas idéal, si l'échantillonnage respecte le théorème de Nyquist-Shannon [Shannon, 1949], on peut considérer que la variation de la phase entre deux pixels n'excède pas  $\pi$ . Le déroulement consiste alors simplement à sommer les différences de phase de proche en proche selon un parcours d'intégration, en partant d'un point de référence. De plus la sommation des différences de phase le long d'un chemin fermé est alors nulle.

Cependant, cette condition parfaite est rarement respectée sur la totalité d'un interférogramme. En effet il arrive, en cas de fort gradient ou de décorrélation, que la différence de phase entre deux pixels voisins soit supérieure à  $\pi$ . La phase varie alors trop rapidement pour qu'apparaissent les franges d'interférence et il se produit un phénomène d'"aliasing". Ceci entraîne alors une non-unicité de la solution et la propagation des erreurs de déroulement.

Comme nous l'avons vu précédemment, et d'après l'exemple montré dans la Fig.1.9 (a), la phase interférométrique est comprise entre 0 et  $2\pi$ . Le but du déroulement est ainsi de suivre l'évolution de ces franges, qui peuvent être vues comme des courbes d'iso-déplacement, et de rajouter à la phase un facteur de  $2\pi$  (soit un déplacement de 2,8cm) correspondant à un cycle complet. On obtient alors une évolution continue de la phase cf Fig. 1.9 (b).

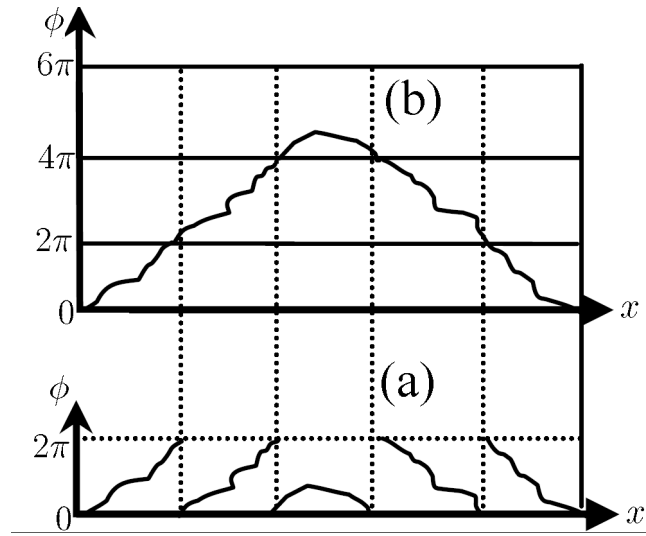


FIG. 1.9 – Exemple de la mesure de phase avant (a) et après (b) déroulement.

Le déroulement devient alors un processus complexe et de nombreux algorithmes ont été implémentés pour résoudre cette problématique. Parmi eux on utilise des méthodes locales, globales ou mixtes. Nous expliciterons dans la partie suivante une de ces méthodes qui repose sur l'utilisation de résidus reliés entre eux par des branches (algorithme branch-cut).

### 1.3.3.2 Algorithme branch-cut tree

Nous avons vu que le déroulement de la phase interférométrique ne pouvait s'effectuer, dans la majorité des cas, de manière directe. Certaines singularités peuvent en effet apparaître lorsque la différence de phase entre deux pixels successifs est supérieure à  $\pi$ . Pour résoudre ce problème, nous verrons dans un premier temps comment définir une carte de résidus, puis comment les relier pour rendre le déroulement cohérent, à travers l'algorithme développé par [Goldstein et al., 1988].

On considère tout d'abord un carré de pixels adjacents. Théoriquement, la somme des différences de phase le long de ces contours est égale à 0,  $2\pi$  ou  $-2\pi$  [Bone, 1991]. Les résidus sont ainsi définis par les points dont la somme est non-nulle. De plus, selon le signe de cette somme, le résidu sera positif ou négatif. De plus la somme des différences de phase le long d'un chemin fermé est égale à la somme des résidus à l'intérieur de ce chemin. Ceci implique directement que le nombre de résidus négatifs et positifs est identique. À ce stade nous pouvons obtenir une carte de résidus, indiquant des incohérences dans la phase, mais il reste à assurer l'indépendance du chemin suivi.

Pour retrouver une somme nulle des différences de phase le long d'un chemin fermé, il est alors nécessaire que celui-ci contienne autant de résidus négatifs que de résidus positifs. Ainsi

l'algorithme cut-tree utilise ce principe pour relier ensemble les résidus de signes opposés par des lignes de coupures (d'où le nom de cut) que les chemins ne peuvent franchir. La problématique réside ici en la position de ces lignes de coupures en fonction des perturbations dans la phase.

Il est proposé dans un premier temps de réduire le nombre de résidus de l'image en filtrant spatialement l'interférogramme. Puis les coupures sont construites récursivement en différentes étapes en formant des branches contenant un nombre pair de résidus. La coupure s'étend en cherchant les résidus à rattacher dans des fenêtres qui s'agrandissent jusqu'à ce que la branche contienne autant de résidus positifs que négatifs.

Lorsqu'une région contient un nombre important de résidus, l'arborescence construite peut être trop dense pour permettre le déroulement dans ces zones. Cette conséquence permet d'éviter des erreurs de déroulement mais limite également la zone déroulée. Cependant l'utilisation de ponts (bridge) permet de passer à travers ces "barrières" pour étendre le déroulement.

## 1.4 Les différents types de correction

### 1.4.1 Effets des contributions de la phase

Nous venons d'apercevoir, dans des cadres relativement simples, les différentes étapes pour passer d'une paire d'images radar brutes à une carte de déformation du sol, en passant par la génération des SLC, puis des interférogrammes et enfin après l'étape de déroulement. Cependant, dans une étude "réelle" il faut se soustraire de nombreux paramètres qui perturbent le signal que l'on souhaite observer. En effet, la phase différentielle interférométrique inclut différentes contributions que nous avons rappelées dans l'équation 1.10. Le terme de déformation du sol entre les deux acquisitions, dans la ligne de visée du satellite, est la composante que nous souhaitons extraire et nous devons ainsi déterminer et soustraire de la phase toutes les autres composantes. Nous pouvons observer sur la Fig. 1.10 les effets sur le signal interférométrique de ces différents termes.

Par la suite nous nous attarderons quelque peu sur la part de ces différentes contributions à la phase et nous verrons quels types de traitements peuvent être appliqués pour corriger le signal de ces différents artefacts (par rapport à la déformation tectonique qui nous intéresse).

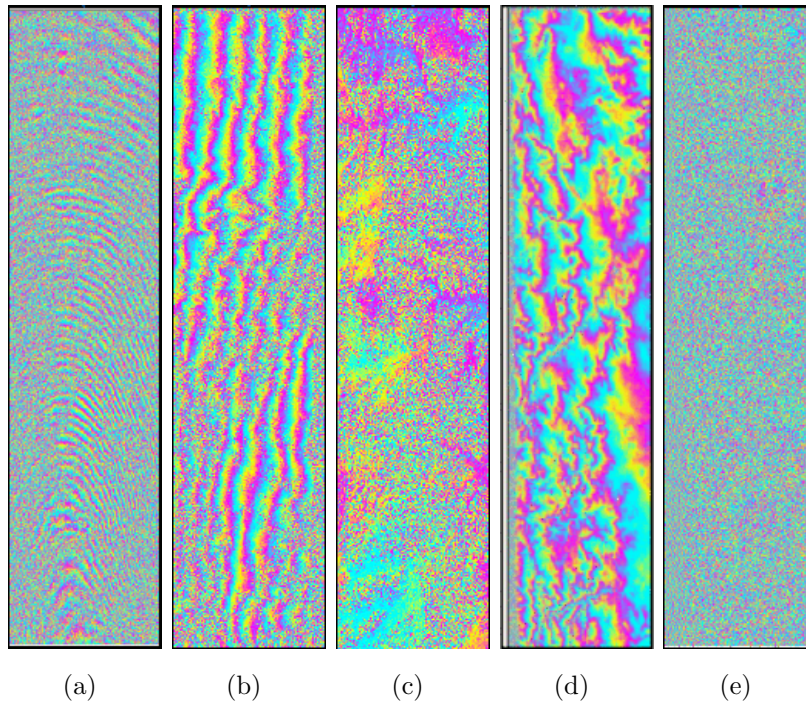


FIG. 1.10 – Effets des principales contributions de la phase sur différents interférogrammes du Chili. On voit particulièrement des effets liés aux erreurs orbitales (b), topographiques (c), orbitales et atmosphériques (d) et issus d'un bruit de phase (e). La déformation en (a) est celle du séisme de Maule.

### 1.4.2 Erreurs orbitales

Nous avons vu précédemment comment l'on pouvait corriger les erreurs orbitales en utilisant des paramètres orbitaux précis. Cependant, la précision de ces derniers est limitée (de l'ordre de la dizaine de centimètres). Il peut alors subsister des résidus orbitaux dans les interférogrammes différentiels.

Nous devons alors aplatir complètement les interférogrammes, dans chacune des directions, pour enlever cette contribution orbitale. Cette dernière crée des variations de phase à grandes longueurs d'onde qui se traduisent par la présence de franges d'interférences principalement parallèles à la direction du satellite, mais également selon l'azimut.

L'une des solutions proposées est ainsi de compter le nombre de franges parallèles dans l'interférogramme dans le but de corriger les erreurs de trajectoire de satellite [Kohlhase et al., 2003]. Dans la majeure partie des cas, on estimera une surface réglée. L'idée est ici d'utiliser la différence de phase entre plusieurs pixels, le long du range et de l'azimut, si possible sur des pixels n'étant pas affectés par de la déformation. On définit alors la phase



orbitale de la manière suivante :

$$\phi_{orb} = ax + by + cxy + d \quad (1.13)$$

avec  $x, y$  les coordonnées d'un pixel en range et azimuth, et  $a, b, c$  et  $d$  les paramètres de la rampe orbitale qui peuvent être estimés par la méthode des moindres carrés. Pour des images longues dans la direction azimuthale on pourra utiliser un polynome quadratique ou cubique en azimuth.

Enfin d'autres méthodes ont été développées afin de corriger les erreurs d'orbites dans des zones contenant de la déformation. Citons par exemple l'estimation de ces erreurs en utilisant des ondelettes pour discriminer les différentes contributions de la phase [Shirzaei et Walter, 2011].

### 1.4.3 Erreurs topographiques

Au vu des effets que celles-ci engendrent sur la phase, la contribution à la phase de la topographie est un enjeu important pour le traitement SAR. Il devient donc primordial de l'estimer précisément dans les zones montagneuses. Ainsi, avons nous mené un effort tout particulier durant cette thèse pour permettre une meilleure correction de cette grandeur. Le chapitre II est consacré à cette étude et nous évoquerons donc dans cette partie les aspects les plus généraux.

Le terme de topographie forme des franges sur l'interférogramme comparables à des lignes de niveau. Il dépend non seulement des paramètres d'acquisition mais surtout du relief et de la ligne de base perpendiculaire. L'interférogramme est d'autant plus sensible à la topographie que la ligne de base perpendiculaire est grande. On définit ainsi la phase topographique par :

$$\phi_{topo} = \frac{4\pi}{\lambda} \frac{B_{\perp}}{R \sin \theta} \delta Z \quad (1.14)$$

avec  $\delta Z$  l'altitude d'un point de l'image radar. Afin de corriger l'interférogramme il convient d'avoir une mesure précise de la hauteur de chaque pixel. Il est donc nécessaire d'avoir un MNT précis de la zone d'intérêt et que celui-ci soit projeté dans la géométrie d'acquisition du radar. Cette simulation est ensuite utilisée pour simuler les franges topographiques qui sont ensuite retranchées de l'interférogramme.

La qualité du MNT est toutefois limitée et il reste ainsi une erreur de hauteur  $\delta h_{error}$ . Le résidu de phase topographique est ainsi défini en remplaçant la hauteur du pixel dans l'équation 1.14 par  $\delta h_{error}$ . En ce qui concerne le MNT SRTM, dont la précision verticale est de l'ordre de la dizaine de mètres [Rabus, 2003], ce terme n'est pas négligeable.

Ces erreurs peuvent alors être retirées en utilisant un ou plusieurs interférogrammes qui ne sont pas affectés par la déformation du sol [Massonnet et al., 1996] [Bombrun et al., 2009]. Nous verrons par la suite que d'autres méthodes utilisant des piles d'interférogrammes retirent systématiquement les franges générées en partant du principe que  $\delta\phi_{topo}$  varie linéairement avec la ligne de base perpendiculaire.

#### 1.4.4 Délais atmosphériques

L'acquisition de deux images formant un interférogramme n'est pas toujours simultanée. Or l'onde radar traverse les couches de l'atmosphère, dont la composition varie au cours du temps selon des phénomènes météorologiques. Cet effet est ainsi varié selon la paire d'images utilisées puisque chaque date contient un délai atmosphérique particulier.

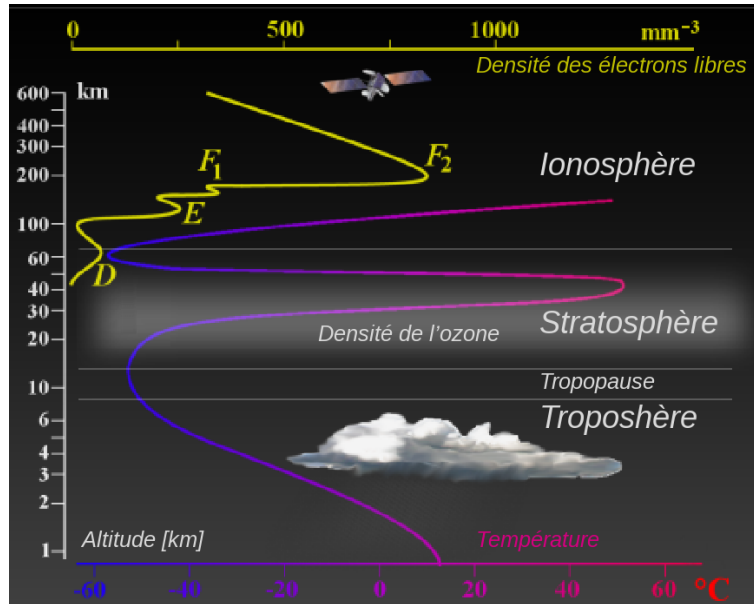


FIG. 1.11 – Représentation des différentes couches de l'atmosphère traversées par l'onde radar. Les courbes de température et de densité des électrons libres sont représentées en fonction de l'altitude, jusqu'à 600 km (soit approximativement la limite de l'atmosphère terrestre). À noter que les altitudes de chaque strate sont données à titre indicatif et qu'elles varient selon la zone d'intérêt.

Tout d'abord, analysons les propriétés de l'atmosphère (Fig. 1.11) qui ont permis de la délimiter en couches successives. La couche troposphérique, tout d'abord, se situe dans les premiers kilomètres de l'enveloppe terrestre. La température y décroît en fonction de l'altitude, permettant la formation de nuages et de précipitations par condensation de vapeur



d'eau. De plus, étant donnée la grande variation spatiale de température et de pression, l'effet sur la propagation des ondes radar est très important. Au dessus, la stratosphère est caractérisée par la présence de l'ozone ce qui provoque un réchauffement. Les conditions y sont relativement stables avec très peu de vapeur d'eau. Les conditions sont alors sans grande incidence pour le domaine de l'hyperfréquence. Par contre, l'ionosphère, qui s'étend de 50 à 1 000 km, ce qui constitue donc plus de 90% du chemin parcouru par l'onde, a un effet notoire pour le radar. En effet cette strate contient plusieurs couches ionisées, donc chargées positivement par l'effet du soleil, permettant la propagation des ondes à grande distance autour de la terre. Sachant que la ionisation dépend de l'activité solaire, les processus de formation de ces couches varient au cours de la journée.

La variation de la troposphère entre deux acquisitions peut entraîner des délais de phase de l'ordre de la dizaine de centimètres. L'étude de petites déformations peut ainsi être masquée par des différences de conditions atmosphériques lors des deux acquisitions. Dans notre cas, où nous étudions entre autres les déformations intersismiques, il apparaît primordial d'ôter cette contribution à la phase interférométrique.

Les changements météorologiques entraînent une variation des indices de réfraction des couches atmosphériques. La contribution à la phase de l'atmosphère peut être vue comme la somme de quatre termes représentant les phénomènes rencontrés par l'onde radar :

$$\phi_{atmo} = \phi_{iono} + \phi_{tropo} = \phi_{iono} + \phi_{humide} + \phi_{liquide} + \phi_{sec} \quad (1.15)$$

Avec  $\phi_{humide}$  un délai correspondant à la présence de vapeur d'eau dans l'air,  $\phi_{liquide}$  caractérisant la présence de nuage et  $\phi_{sec}$  le délai dit hydrostatique qui est dû à l'influence de l'air sec sur le trajet de l'onde. En bande C l'effet de l'ionosphère est négligeable, contrairement aux plus basses fréquences (cas de la bande L [Chen et Zebker, 2012]).

Les effets des paramètres atmosphériques sont en général partagés en deux catégories : la partie turbulente et la partie stratifiée. La partie turbulente correspond à une variabilité aléatoire de l'atmosphère. Par conséquent les méthodes pour la corriger sont relativement limitées. On cherchera soit à atténuer ce signal en sommant plusieurs interférogrammes, soit à le filtrer.

Par contre, le délai stratifié est régi par un phénomène à grande longueur d'onde, stable horizontalement mais présentant des variations verticales. Deux types de solutions sont alors possibles et consistent à prédire ce délai à l'aide d'instruments indépendants ou à l'estimer d'après la phase interférométrique. [Remy et al., 2003] montre la corrélation entre la phase atmosphérique et la topographie. Dans ce cas il est possible d'estimer l'atmosphère stratifiée conjointement avec les résidus orbitaux [Cavalié et al., 2008] par la formule suivante selon

l'altitude  $z$  d'un pixel :

$$\phi_{strat} = ax + by + cxy + d + kz \quad (1.16)$$

Evidemment, cette solution n'est rendue possible que si la topographie et la déformation ne sont pas corrélées. Dans le cas contraire, il y a un risque de modéliser la déformation comme de l'atmosphère [Beauducel et al., 2000]. Pour pallier cette problématique, la contribution atmosphérique peut être prédite, en utilisant pour cela d'autres données. Nous citerons parmi d'autres l'utilisation de stations GPS [Webley et al., 2002] en interpolant les délais zénithaux obtenus pour plusieurs points de la zone d'intérêt, cette correction étant évidemment dépendante de la densité du réseau GPS. D'autres méthodes cherchent à modéliser une météo intégrée sur l'interférogramme en utilisant les données MERIS par exemple [Puysségur et al., 2007] ou en utilisant des modèles globaux tels ERA-Interim [Doin et al., 2009, Jolivet et al., 2011]. Enfin, dans la même optique que pour détecter les résidus orbitaux, [Shirzaei et Bürgmann, 2012] proposent d'utiliser les transformées en ondelette afin d'identifier la contribution atmosphérique de la phase.

## 1.4.5 Réduction du bruit

### 1.4.5.1 Définition du bruit

Après avoir entrevu une partie des solutions proposées dans la littérature pour isoler le terme de déformation des effets orbitaux, topographiques et atmosphériques, il ne nous reste plus qu'à définir le bruit de phase résiduel. Ce terme englobe une multitude de phénomènes d'origines diverses dont certains ont brièvement été abordés. Nous l'avons séparé ici en cinq effets provenant du traitement des données, de l'acquisition, voire du capteur.

- En premier lieu l'effet thermique, qui provoque un bruit de type additif indépendant d'un pixel à l'autre, est causé par le capteur radar. Il se forme par agitation thermique des porteurs de charge. L'augmentation du rapport signal sur bruit permet de réduire son impact bien qu'il ne soit pas critique en général pour la génération d'une image SAR. Par contre la combinaison de deux images SAR peut le rendre non négligeable dans la scène interférométrique.

- On rappellera également les effets de décorrélation spatiale et temporelle due au fait que les acquisitions d'une même scène ne sont pas effectuées dans les mêmes conditions. En effet, les images sont prises notamment selon un angle de visée qui peut varier, à des instants différents et avec des changements dans les conditions du terrain. Les dépendances à ce bruit concernent ainsi les caractéristiques du système, le temps de revisite des satellites, le type de terrain imagé, etc...

- Le bruit de chatoiement ou speckle peut également être vu comme un processus aléatoire provenant de la nature cohérente des ondes rétrodiffusées. Cet effet, comparable à un bruit multiplicatif est visible sur l'image d'amplitude. Dans le cadre de l'interférométrie radar qui mesure une différence de phase, le multi-looking, même s'il diminue la résolution spatiale, permet de réduire cet effet. Pour d'autres applications, notamment de détection ou de classification à partir de l'image d'amplitude, le problème est plus complexe et de nombreux filtres peuvent être testés [Touzi, 2002].

- La coregistration est relativement critique dans la génération d'un interférogramme. En effet si cette étape n'est pas suffisamment précise, c'est à dire de l'ordre d'une fraction de pixel, elle entraîne la création d'un système de franges et peut aussi mener à la perte totale de cohérence. Ce bruit ne pouvant être supprimé en post traitement, la fine coregistration des images devient cruciale dans le traitement interférométrique.

- Enfin nous pourrions répertorier l'ensemble des artefacts générés dans le traitement des données qui peuvent émailler à chacune des étapes de fabrication de la scène radar puis de l'interférogramme à partir des images brutes. Par exemple de mauvaises estimations du doppler centroïde, des problèmes d'interpolation, de quantification etc... L'affranchissement de ces erreurs passe par une recherche de précision dans les chaînes de traitement appliquées aux images SAR.

#### 1.4.5.2 Multi-looking

Nous allons nous intéresser dans cette partie à un des filtrages les plus communs en interférométrie radar, à savoir le multi-looking, ou comment réduire le bruit de la phase en utilisant un simple filtrage spatial, la contrepartie étant une diminution de la résolution spatiale ainsi que la perte d'informations dans les zones à fort gradient de frange interférométrique. On peut diminuer le bruit en moyennant les pixels adjacents d'une fenêtre glissante sur l'interférogramme. La taille de cette fenêtre définit le nombre de looks qui sont appliqués en range et en azimuth.

En ce qui concerne nos problématiques, les déformations associées sont à grandes longueurs d'onde et il n'est pas nécessaire de conserver la résolution spatiale nominale. De plus lors de l'acquisition radar, pour les systèmes ERS et ENVISAT, les pixels représentent des cellules au sol rectangulaires de  $4m \times 20$  m. Ainsi, pour une meilleure interprétation visuelle des résultats, on commence dans un premier temps par réaliser une image multi-vues de  $5 \times 1$  afin d'obtenir un pixel à peu près carré en range et en azimuth.

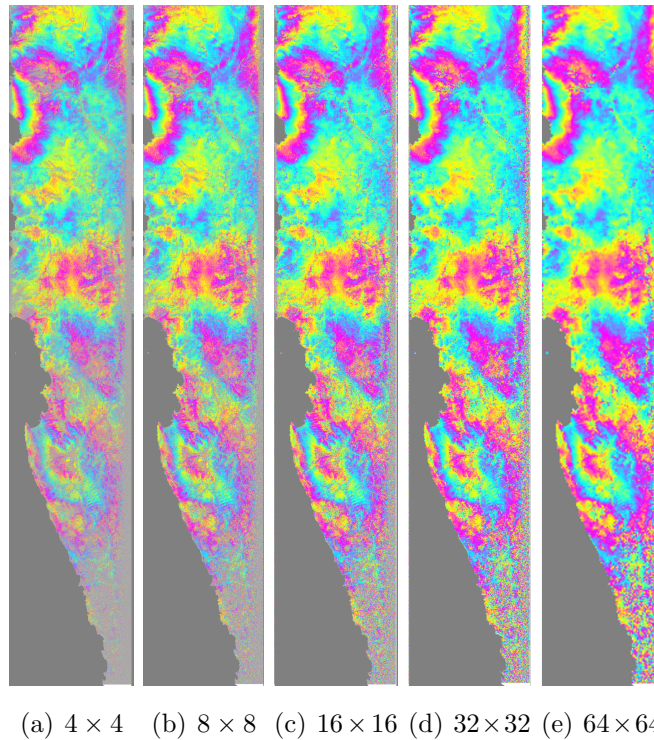


FIG. 1.12 – Effets du multi-looking sur un interférogramme du Nord Chili obtenue sur la track 325 avec une ligne de base temporelle proche de 2 ans et une ligne de base perpendiculaire autour de 380 m. Le premier interférogramme (a) est moyenné d'un facteur 4 et les suivants sont successivement lookés d'un facteur 2 supplémentaire.

La Fig. 1.12 montre une succession de looks effectués sur le même interférogramme. On remarque qu'on obtient une meilleure cohérence spatiale à mesure que l'on effectue des looks mais que nous perdons le "grain" de l'image. De plus si on remarque une diminution du bruit de courte longueur d'onde, le filtrage multi-vue ne peut résoudre les problèmes liés aux orbites, à l'atmosphère ou à la topographie.

## 1.5 Étude de séries d'interférogrammes

Les premières études InSAR se sont souvent limitées à l'utilisation d'un unique interférogramme pour modéliser la déformation du sol. Or l'erreur provenant des différentes sources de bruit est telle que ce type de traitement n'est possible que pour de grandes déformations.

En effet, les délais de phase topographiques, atmosphériques ou orbitaux peuvent conduire à un rapport signal sur bruit insuffisant. De plus le signal ainsi mesuré est dépendant des dates d'acquisition des deux images. Ceci ne permet pas alors de séparer les différentes phases d'une déformation, ou bien on ne voit qu'une partie de cette déformation. Enfin, la cohérence

de l'interférogramme couvrant la période étudiée peut ne pas être optimale et l'ensemble de la donnée n'est pas forcément utilisable.

### 1.5.1 Stack de données

Une des solutions envisagées pour s'affranchir de ces difficultés est d'utiliser un ensemble d'interférogrammes et de les sommer. Cette méthode permet d'augmenter artificiellement la baseline temporelle tout en réduisant les bruits indépendants entre chaque interférogramme. Ainsi cette technique a été utilisée pour étudier des mouvement de déformation relativement lents, que ce soit des mouvements transitoires [Peltzer et al., 2001], de la déformation inter-sismique [Wright et al., 2001] ou du creep [Lyons et Sandwell, 2003].

Cependant il subsiste quelques limites dans l'utilisation d'un "stack". Tout d'abord il est conseillé de sommer uniquement les interférogrammes indépendants pour éviter que la déformation ne soit dépendante que d'une image en particulier. Dans le cas où l'on utiliserait plusieurs fois la même image, il faut, à l'inverse, éviter qu'elle soit autant de fois maîtresse qu'esclave, pour qu'elle puisse avoir un poids non nul dans la pile. De simples simulations sur un bruit synthétique, aléatoire par image, et reconstitué pour chaque configuration interférométrique utilisée dans le stack, permet alors de quantifier l'effet du stacking sur l'erreur finale. Enfin, il ne faut pas oublier que le résultat d'un stack est une déformation moyenne. La déformation qui est estimée est alors considérée comme linéaire dans le temps.

L'étude par pile d'interférogrammes apporte donc une information supplémentaire au signal de déformation mais cette méthode est extrêmement dépendante de la qualité de chaque donnée, à moins de pondérer les interférogrammes jugés trop bruités, et elle est surtout limitée à l'analyse de mouvement linéaire dans le temps. Ainsi de nombreuses recherches ont été entreprises pour suivre temporellement la déformation. Pour cela on peut définir deux grandes familles de méthodologie que nous allons définir par la suite : les méthodes utilisant des diffuseurs distribués ou DS (pour Distributed Scatterers) et les méthodes privilégiant des diffuseurs permanents ou PS (Permanent Scatterers).

### 1.5.2 Méthodologie des séries d'interférogrammes

#### 1.5.2.1 Méthodes à petites lignes de base

L'une des méthodes pour l'étude de phénomènes de déformation dans le temps consiste en la recherche et l'utilisation de diffuseurs distribués.

[Berardino et al., 2002] a baptisé et rendu célèbre ce type d'approche sous le nom de méthodes SBAS pour Small BAseline Subset. Une des principales idées étant de traiter des sous ensembles de données ayant des petites lignes de base perpendiculaire.

Avant d'effectuer l'analyse en série temporelle, la méthode requiert un traitement spécifique des interférogrammes en réseau. Le principe de base est relativement simple : il s'agit de suivre l'évolution de la phase d'un pixel acquisition par acquisition et indépendamment les uns des autres, en limitant les décorrélatons spatio-temporelles. La première étape de ce processus est ainsi de sélectionner les interférogrammes cohérents dans le jeu de données en limitant les lignes de bases perpendiculaires et temporelles. Ce principe conduit la plupart du temps à exclure certains interférogrammes voire certaines dates ne respectant pas ces critères. On notera que les interférogrammes sélectionnés doivent être dans la même géométrie et sont référencés de façon identique. Le pixel, ou l'ensemble de pixels, choisi comme référence est à la fois utilisé pour la correction des données et le déroulement des interférogrammes (on privilègera donc des zones sans déformation). Plusieurs filtrage sont effectués avant le déroulement spatial et l'utilisation du multi-looking permet de réduire le bruit de la phase interférométrique.

Afin de pallier d'éventuels problèmes de fermeture associés en particulier à un mauvais déroulement de certains interférogrammes, [Lundgren et al., 2001] proposent de vérifier que la somme d'un triplet d'interférogrammes est nulle. Concrètement, on utilise trois interférogrammes AB, BC et CA, formés à partir de trois acquisitions A, B et C et l'on vérifie que leur somme forme un interférogramme dont la phase est nulle. Dans le cas contraire, une recherche par croisement, en utilisant d'autres triplets comprenant les images A, B et C, est effectuée pour retrouver l'interférogramme bruité et le corriger.

Une fois la série de N interférogrammes déroulés obtenue, nous cherchons à reconstituer l'évolution temporelle de M acquisitions. En nous plaçant tout d'abord dans un cadre idéal, chaque acquisition est reliée aux autres par un interférogramme et nous avons N » M entraînant un problème surdimensionné. L'inversion est alors définie pour chaque pixel par :

$$d = Gm, \text{ avec } G = \begin{matrix} & I_1 & I_2 & I_3 & \dots & I_{M-1} & I_M \\ \begin{matrix} \text{Int}_1 \\ \text{Int}_2 \\ \vdots \\ \vdots \\ \text{Int}_N \end{matrix} & \begin{pmatrix} -1 & 1 & 0 & 0 & 0 & 0 \\ -1 & 0 & 1 & 0 & 0 & 0 \\ \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots \\ \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots \\ 0 & 0 & 0 & 0 & -1 & 1 \end{pmatrix} \end{matrix} \quad (1.17)$$

Ainsi la matrice  $G$  relie les M images aux N interférogrammes. Nous avons de plus les vecteurs de données  $d$  et la phase  $\phi_m$  (avec les temps  $t_i$  correspondant aux dates d'acquisitions des images) définis pour chaque pixels ,  $k$ , de la façon suivante :

$$\phi_{t_1} = 0 \quad (1.18)$$

$$d^k = [\phi_{\text{Int}_1}^k, \phi_{\text{Int}_2}^k, \dots, \phi_{\text{Int}_N}^k] \quad (1.19)$$

$$m^k = [\phi_{(t_2-t_1)}^k, \phi_{(t_3-t_1)}^k, \dots, \phi_{(t_M-t_1)}^k] \quad (1.20)$$



L'inversion, qui consiste donc à déterminer l'évolution temporelle de la déformation pour chaque pixel, n'est alors possible que s'il n'existe aucun groupe d'images qui soit indépendant des autres. Or, de part les contraintes géométriques des différentes acquisitions, cette configuration n'est pas tout le temps réalisable. Plusieurs méthodes sont alors utilisées pour résoudre les problèmes de liens manquants entre les sous-jeux de données. [Usai, 2003] utilise ainsi une méthode en moindre carré pour l'inversion et simule les incréments de phase de lien manquants par interpolation. [Berardino et al., 2002] applique une méthode de Décomposition en Valeurs Singulières (SVD pour le sigle anglais). De plus, dans ce cas on utilise une norme minimale de vitesse de déformation incrémentale et non plus de phase. Cet apport permet d'éviter d'obtenir des discontinuités, et d'intégrer un modèle de vitesse fonction de l'erreur topographique. Nous citerons enfin les méthodes contraintes qui ajoutent dans l'inversion une condition de lissage [Schmidt et Bürgmann, 2003] ou une fonction paramétrique a priori de l'évolution de la phase [López-Quiroz et al., 2009].

### 1.5.2.2 Méthodes Permanent Scatterers

L'autre méthode principale pour le suivi de déformation temporelle est l'utilisation de réflecteurs permanents, les PS. L'idée principale se base sur la détection et le suivi de pixels cohérents et dont la phase est supposée stable dans le temps. Les principes de la méthode ont été développés par [Ferretti et al., 2000] qui ont déposé la marque de "Permanent Scatterers" (le nom de Persistent Scatterers est maintenant usité dans la littérature).

Plusieurs étapes sont nécessaires à l'étude InSAR par méthode PS, la première étant la sélection des PS. À la différence des méthodes SBAS où l'on utilise des sous-jeux de données, les méthodes PS se définissent par la génération de l'ensemble des interférogrammes possibles à partir de la même image maîtresse. On obtient alors M-1 interférogrammes construits à partir de M acquisitions SAR. Il n'y a pas ici de contraintes particulières concernant les lignes de base perpendiculaires et temporelles. En effet, une des particularités des réflecteurs permanents, est d'être invariant aux changements de géométrie d'acquisition. Cependant, l'image maîtresse est préférentiellement choisie au centre du réseau interférométrique afin de limiter le bruit des interférogrammes [Colesanti et al., 2003].

La dimension des diffuseurs stables est en général sub-pixellique et correspond à des structures géométriques particulières. La méthode est ainsi adaptée aux conditions urbaines avec de nombreux réflecteurs présents (coins d'immeubles, cheminées, toits etc...). Avant toute correction et déroulement de la phase, un premier seuillage est effectué sur l'ensemble des pixels de la scène imagée. On s'intéresse dans un premier temps à l'évolution temporelle de l'amplitude des pixels. On définit ainsi une mesure de la dispersion par :

$$D_A = \frac{\sigma_A}{\mu_A} \quad (1.21)$$

avec  $\sigma_A$  et  $\mu_A$  respectivement l'écart-type et la moyenne temporelle de l'amplitude des pixels. On définit alors, comme nous l'avons fait dans le cadre général, les différentes contributions de la phase en considérant la phase liée au déplacement du sol comme linéaire dans le temps. On exprime alors la différence de phase entre deux candidats PS pour chaque interférogramme  $k$  de la façon suivante :

$$\delta\phi_{PS_1,PS_2}^k = \delta C_\varepsilon B_\perp^k + \frac{2\pi}{\lambda} B_t^i \delta v_{PS_1,PS_2} + \delta\omega^k \quad (1.22)$$

où  $\delta C_\varepsilon$  représente un module de hauteur,  $\delta v_{PS_1,PS_2}$  un paramètre de déformation linéaire et  $\delta\omega^k$  regroupe les contributions dues au bruit, à l'atmosphère, aux orbites et à la partie non linéaire du signal de déformation. Les deux pixels sont choisis relativement proches spatialement afin que leurs contributions atmosphériques et spatiales puissent être jugées identiques. Ainsi pour chaque couple de PS, nous avons  $M-1$  équations 1.22 qui dépendent des contributions topographiques, de déformations et des décorrélatons spatio-temporelles. On définit la cohérence multi-interférogrammes "temporelle" comme :

$$\gamma_{PS_1,PS_2} = \left| \frac{1}{M-1} \sum_{k=1}^{M-1} e^{j\delta\omega^k} \right| \quad (1.23)$$

où  $\delta\omega^k$  est le résidu de l'équation 1.22. On détermine ainsi pour chaque couple de PS, leur différence de hauteur et de vitesse. Les termes de topographie  $\delta C_\varepsilon$  et de déformation  $\delta v_{PS_1,PS_2}$  sont intégrées pour donner des cartes  $(v_{PS_1,PS_2}, C_\varepsilon)$ . On peut alors utiliser ces modélisations en entrée de l'algorithme de traitement PS et affiner l'estimation du module de déformation. L'itération de ce processus permet in fine de déterminer la partie non linéaire de la déformation. Cela peut également permettre d'augmenter le nombre de points PS sélectionnés (grâce aux corrections successives effectuées).

La méthode développée par [Hooper et al., 2004] dans StaMPS (pour STANford Method for Persistent Scatterer) repose sur les mêmes bases si ce n'est que les seuillages sont inférieurs pour permettre une plus grande densité de points, et qu'il n'y a plus de modèle a priori de la déformation. La sélection des points PS s'effectue en deux temps, une première étude sur l'amplitude, à l'image de la méthode de [Ferretti et al., 2000] tout en acceptant plus de points, puis une sélection sur la stabilité temporelle de la phase. Après déroulement, les différentes contributions de la phase sont déterminées par filtrages successifs, et permettent d'estimer, in fine, le terme de déplacement.

### 1.5.2.3 Avantages et inconvénients de ces méthodes

Jusqu'à l'apparition des méthodes InSAR en série temporelle, les déplacements du sol étaient estimés principalement au travers d'interférogrammes générés séparément ou en



fonctionnant par pile en moyennant certains d'entre eux. Cependant ces études sont limitées à la mesure de déformations constantes dans le temps et dont le bruit est réduit non par une estimation explicite, mais par un simple moyennage. C'est dans cette optique qu'ont été développées les méthodes SBAS et PS, avec cependant des propriétés propres et des applications différentes.

Les principales différences entre les deux méthodes sont présentées au travers de la Fig. 1.13. Dans le cas SBAS, on suit la déformation temporelle de tous les pixels de la scène SAR, les effets de décorrélation sont préalablement réduits par l'utilisation d'interférogrammes à petites lignes de bases, par un filtrage spectral en portée et par moyennage multi-vues. Pour les PS, par contre, on ne suit que les pixels dont la phase est stable dans le temps et on se réfère à une image maîtresse unique.

L'avantage des PS est d'avoir la possibilité d'associer une déformation à un réflecteur, ou à un ensemble de réflecteurs. La précision sur la vitesse relative entre PS "proches" augmente avec le nombre d'interférogrammes et peut atteindre une précision sub-millimétrique par an [Adam et al., 2009]. Cependant, cette méthode est contrainte par la présence de ces PS dans la zone étudiée. Si les villes sont favorables [Perissin et Ferretti, 2007], les milieux naturels sont par contre des zones où la concentration de PS est très faible, ceci étant dû à la forte décorrélation spatio-temporelle.

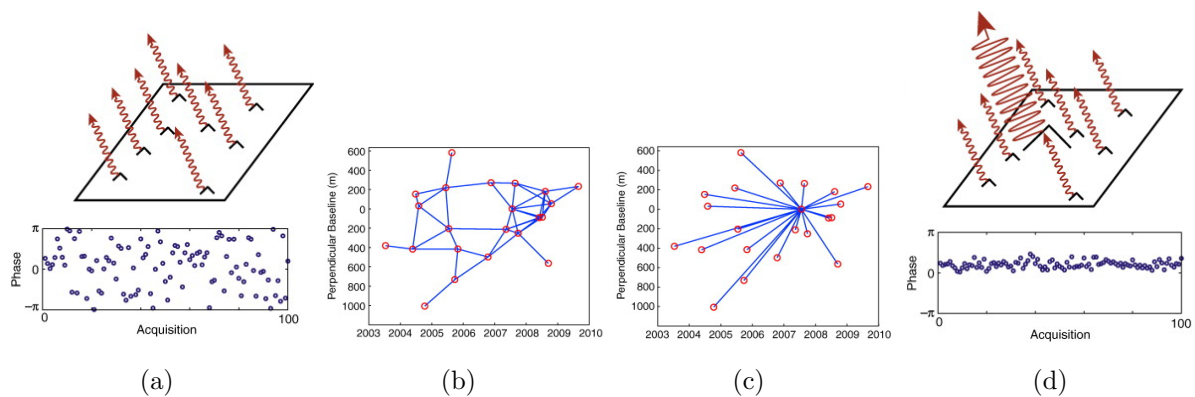


FIG. 1.13 – Comparaison entre les méthodes SBAS (a et b) et PS (c et d). Les images (b) et (c) représentent les réseaux d'interférogrammes : chaque point rouge correspond à une acquisition tandis que les lignes relient les images formant les interférogrammes. Les dessins dans (a) et (d) sont une représentation graphique des contributions des réflecteurs contenus dans une cellule de résolution. Les graphiques en dessous représentent l'évolution de la phase de ces pixels sur un échantillon de 100 acquisitions (crédit Hooper).

L'utilisation des méthodes SBAS permet de résoudre les problèmes de décorrélation

en limitant les lignes de bases pour la génération des interférogrammes. Du fait de l'utilisation des filtres spatiaux, il peut arriver que certains pixels cohérents soient noyés dans du bruit et écartés de l'étude. Comme on s'attache à des déformations sur de grandes étendues, une grande importance est donnée aux corrections orbitales, atmosphériques, etc... Le déroulement spatial des interférogrammes est en fait une des principales limites de la méthode.

#### 1.5.2.4 Méthodes mixtes

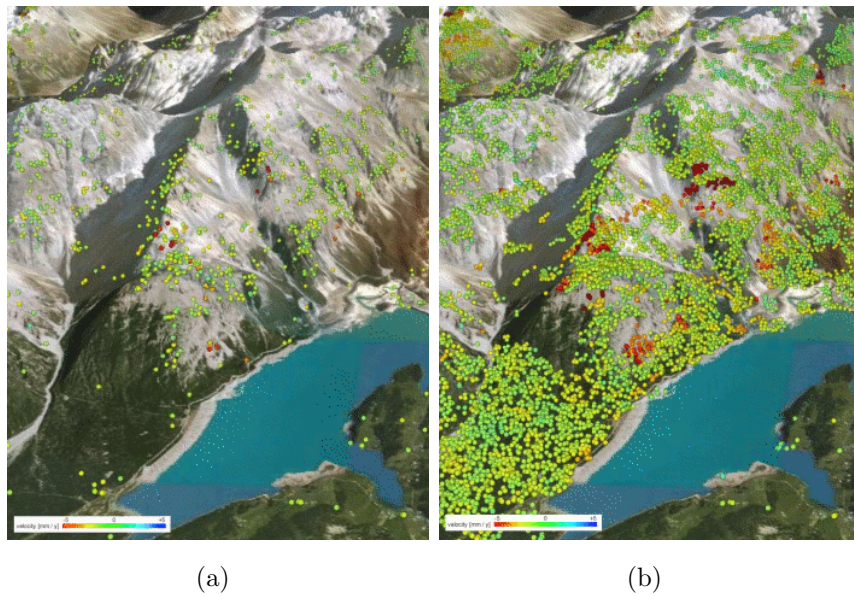


FIG. 1.14 – Comparaison des méthodes PS (a) et SqueeSAR (b) d'une zone alpine à l'aide de 69 images radarsat . Les points PS et DS sont projetés sur une carte fournie par google earth. (crédit TRE)

Certaines méthodes combinent les méthodes PS et SBAS dans le but d'améliorer la cohérence spatiale des points sélectionnés. Nous citerons ici deux méthodes récentes qui sont la méthode SqueeSAR de [Ferretti et al., 2011] et celle de StaMPS/MTI (Multi-temporal InSAR) version étendue de l'algorithme développé par [Hooper, 2008].

La méthode SqueeSAR, tout d'abord, a pour principal objectif de s'orienter vers l'étude de zones non-urbaines qui jusque là, était une limite aux méthodes de type PS. Pour cela on moyenne spatialement des zones homogènes de faible réflectivité, qui ne sont donc pas détectées comme cibles ponctuelles (PS) mais comme cibles étendues (DS). Ces zones sont alors utilisées conjointement avec les PS comme on peut le voir dans la Fig. 1.14. Dans une zone montagneuse, on remarque facilement l'apport des DS en permettant, notamment sur les affleurements, une augmentation plus que significative du nombre de pixels conservés.

Ceci permet alors une meilleure précision de l'évolution temporelle de la phase.

En ce qui concerne l'algorithme StaMPS/MTI, les PS sont sélectionnés de la même manière que la version précédente, l'ajout venant de l'utilisation d'une méthode small baseline en pleine résolution afin d'extraire la phase des cibles cohérentes. Le déroulement est effectué en trois dimensions ce qui peut permettre de compenser une faible densité spatiale.

### 1.5.3 La chaîne NSBAS

#### 1.5.3.1 Organigramme

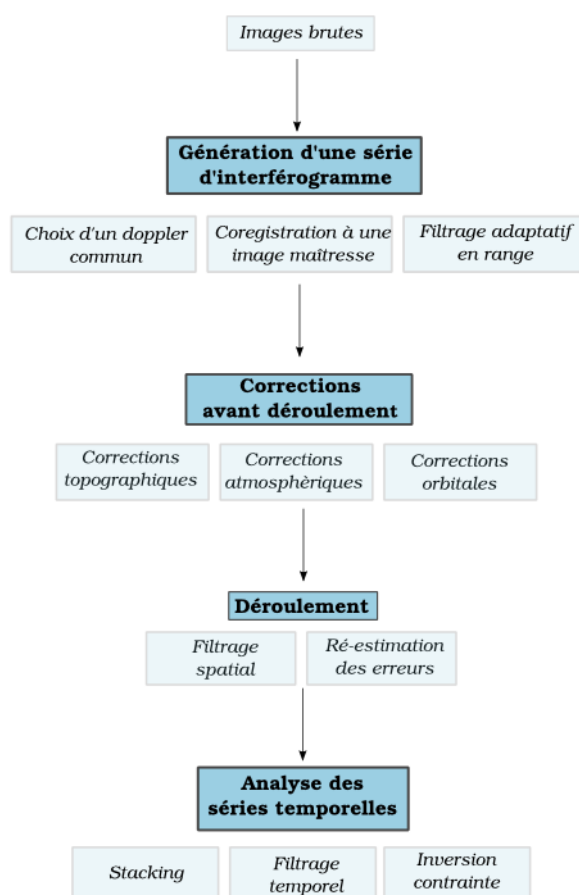


FIG. 1.15 – Présentation de la chaîne automatique NSBAS : les différentes étapes mentionnées sont basées en partie sur des modules ROI-PAC, ré-arrangés et combinés à de nouvelles routines.

Nous abordons dans cette partie la chaîne de traitement NSBAS [Doin et al., 2011], développée tout d'abord grâce au postdoctorat de Stéphane Guillaso, puis qui a été utilisée et enrichie durant cette thèse. Créée et perfectionnée en grande partie à l'ENS, dans le cadre

du projet ANR EFIDIR (dont les résultats ont été publiés dans [Trouvé et al., 2011]), la chaîne est connu sous le nom de NSBAS ( New Small BASeline Subset ). Cette chaîne automatique, qui part des images brutes pour conduire à la réalisation de séries temporelles, est particulièrement optimisée à l'étude de déformations transitoires de faibles amplitudes, sur de grandes étendues et en milieux naturels. Les modules clefs de cette chaîne s'appuient sur le logiciel ROI-PAC [Rosen et al., 2004]

Nous allons décrire les principales étapes, et en particulier les apports de la chaîne NSBAS, qui sont résumés dans l'organigramme 1.15. L'accent est surtout mis sur une amélioration de la cohérence dans des zones particulièrement contraignantes pour le traitement d'images SAR ( végétation, topographie importante, variations atmosphériques etc...). Pour cela l'effort se porte sur l'utilisation d'une méthode à petites lignes de bases pour diminuer les décorrélations spatio-temporelles, d'une coregistration précise et de corrections avant déroulement afin d'en améliorer le processus. Enfin le traitement en série temporelle présente également certaines spécificités.

### 1.5.3.2 Génération de la série d'interférogrammes

La première étape est la génération de la série d'interférogrammes à partir des images brutes. Pour cela nous utilisons une méthodologie similaire à celle caractérisant les chaînes SBAS classiques, avec l'apport d'une orbite et d'un MNT suffisamment précis, mais avec quelques différences que nous allons spécifier ici.

Nous avons vu précédemment que la formation des images SLC est rendue possible par focalisation des images SAR. Ce processus est essentiel pour la mesure de déplacement puisqu'il permet d'appliquer une géométrie commune aux deux images formant l'interférogramme, simulant ainsi des conditions d'acquisition identiques. Pour cela, il est primordial d'avoir une bande de fréquence commune. Une des particularités de NSBAS est de focaliser toutes les images avec la même fréquence Doppler centrale. Dans un premier temps, nous estimons en fonction du range, la bande de fréquence Doppler centroïde de chaque image. Puis nous choisissons une bande de fréquence commune. Enfin, nous focalisons les images respectant la contrainte précédente. Ainsi, si certaines images ne sont pas sélectionnées, toutes les autres peuvent être combinées deux à deux sans avoir à répéter de nouvelles focalisations.

Dans le même esprit, les SLCs esclaves sont coregistrées par rapport à une image maîtresse unique. Cela permet de réduire considérablement le volume de données et le temps de calcul puisque toutes les SLCs sont alors dans la même géométrie. Le choix de l'image maîtresse est alors critique puisqu'elle conditionne la géométrie de l'ensemble du jeu de données. Il est lié principalement à sa position dans le réseau interférométrique (préférentiellement central) et à ses dimensions qui doivent englober toute la zone d'étude (i.e., la plus longue track

possible). Enfin la coregistration proprement dite est ici la combinaison de deux méthodes : la corrélation classique d'images d'amplitude en range et en azimuth et l'utilisation d'une carte de distorsions calculée à partir du MNT et des données orbitales. Cet apport a pour but d'ajuster au mieux la position des pixels sur la pile d'images SLC, en tenant compte des distorsions dues au relief. Cela permet d'augmenter la cohérence des interférogrammes.

Enfin un filtrage adaptatif en range permet d'améliorer une nouvelle fois la cohérence avant le calcul de l'interférogramme. Un décalage spectral est en effet appliqué pour simuler la variation d'orientation des diffuseurs pour des géométries d'acquisitions différentes. Les parties extérieures au spectre commun sont alors supprimées. Ce décalage, mis en équation par [Gatelli et al., 1994], est de la forme :

$$\delta f = \frac{2B_{\perp}}{\lambda R \tan \theta} \quad (1.24)$$

L'effet est ainsi particulièrement important dans des zones à forte topographie ( où la variation de l'angle d'incidence entraîne des artefacts géométriques importants) et pour de grandes lignes de base perpendiculaires.

### 1.5.3.3 Corrections avant déroulement

Une fois calculés, les interférogrammes contiennent encore des artefacts d'ordre atmosphériques, topographiques ou orbitaux qui brulent le signal. La chaîne NSBAS propose donc des solutions appropriées pour chacune de ces contributions.

Celles-ci ne sont toutefois pas appliquées à la même étape du traitement selon le type de données traitées. En effet, dans les zones de forte cohérence, et de topographie modérée, le déroulement peut s'effectuer relativement aisément avant l'ensemble de ces corrections. Par contre, pour des régions à fort relief, spécialement dans les zones d'études traitées durant cette thèse, le déroulement peut rapidement devenir dangereux. Il est alors indispensable de corriger préalablement la phase de ces différentes contributions (c'est la raison pour laquelle nous avons choisi, puisque nous l'avons suivi, cet ordre dans l'organigramme).

En particulier, dans les zones de fort relief, on peut avoir plusieurs franges (en bande C) associées à la topographie, qui dans les zones de raccourcissement (foreshortening) ou de recouvrement (layover) rendant le déroulement non unique.

En ce qui concerne les corrections atmosphériques, deux solutions sont disponibles. La méthode empirique consiste en l'estimation du délai de phase stratifié et qui peut être ajusté par une fonction polynomiale phase versus élévation et azimuth, dont le degré dépend principalement de la longueur de la track. La principale problématique concernant cette estimation réside en la possible corrélation entre les mouvements du sol et la topographie.

La déformation peut alors être filtrée par méprise au cours de cette correction. On pourra ainsi préférer une méthode prédictive utilisant un modèle atmosphérique global. Il s'agit ici de l'utilisation de la ré-analyse ERA-Interim, calculée par l'ECMWF (European Center for Median-Range Weather Forecast) [Dee et al., 2011]. Les archives se composent de 4 séries de mesures par jour, disposées sur une grille dont la résolution spatiale est de  $0.75^\circ$  et qui peuvent remonter jusqu'à 1989 (couvrant donc la totalité des acquisitions ERS & ENVISAT). Pour chaque série nous disposons de données troposphériques échantillonnées selon 37 niveaux de pression. La combinaison des données de température, de vapeur d'eau et d'air sec [Doin et al., 2009] [Jolivet et al., 2011] est intégrée pour estimer une variation du délai de phase selon l'altitude pour chaque noeud de la zone d'étude. On effectue alors une interpolation bilinéaire pour associer à chaque pixels, le délai de phase atmosphérique correspondant [Jolivet et al., 2011]. Il arrive cependant, étant donné la résolution spatiale relativement faible de la méthode et surtout vu les incertitudes sur la stratification en vapeur d'eau, que certains effets atmosphériques ne soient pas correctement corrigés.

Enfin, nous passerons rapidement sur la correction des erreurs topographiques, puisque le chapitre 2 lui est consacré. Notons juste qu'il s'agit d'une méthode qui s'applique sur la phase enroulée permettant une correction locale, ponctuelle, de l'erreur de MNT et l'estimation d'une carte de cohérence temporelle.

#### 1.5.3.4 Étape de déroulement

La phase interférométrique, y compris après les diverses corrections apportées, est toujours connue modulo  $2\pi$ . La résolution de cette ambiguïté est rendue possible grâce à l'étape de déroulement. De plus, il est souvent nécessaire de réaliser préalablement un filtrage spatial pour améliorer le déroulement.

L'étape de filtrage permet d'augmenter la cohérence de l'interférogramme tout en réduisant la résolution spatiale. Cependant les déformations qui nous intéressent sont à grandes longueurs d'onde. Ainsi il est assez courant d'effectuer un multi-looking préalable d'un facteur  $4 \times 20$  voire  $16 \times 80$  par rapport à la résolution initiale. Plusieurs types de filtrage différents peuvent y être associés et par exemple le filtre adaptatif de [Goldstein et Werner, 1998]. Nous avons utilisé également un autre type de filtrage (développé dans la chaîne NSBAS) qui est dépendant de la cohérence de l'interférogramme. Celui-ci consiste en un moyennage de la phase complexe pondéré par la cohérence locale à travers des fenêtres glissantes. Une option permet d'adapter latéralement la taille des fenêtres en fonction de la cohérence de la phase dans chaque sous fenêtre.



Le déroulement peut être effectué en utilisant l'algorithme branch-cut que nous avons précédemment décrit. Les cuts peuvent être prédéfinis par la présence de failles dans la zone d'intérêt. Des ponts peuvent également être construits, de façon manuelle ici, pour passer au travers de régions incohérentes.

Pour des zones de faibles cohérences, un déroulement fonction de la cohérence est proposé. Le déroulement suit le même principe que celui défini par ROI-PAC (i.e. méthode de déroulement basée sur [Goldstein et al., 1988]) mais en commençant par dérouler les zones de plus forte cohérence, puis se poursuit en diminuant le seuil sur la cohérence. Ce dernier est ré-augmenté régulièrement dans le but de toujours dérouler en premier les zones de plus forte cohérence. Enfin l'utilisation de ponts, définis par l'utilisateur par inspection visuelle de chaque interférogramme, prédomine sur le chemin de déroulement. C'est cette méthode que j'ai utilisée. Malgré ce travail d'interprétation des franges de chaque interférogramme, il peut bien sûr subsister des erreurs de déroulement (différences de phase de  $2n\pi$  avec  $n$  un entier).

Après le déroulement, la correction du délai associé à la stratification de l'atmosphère et des erreurs d'orbites résiduelles peut être ré-estimée de manière empirique.

### 1.5.3.5 Dispersion de la phase, quantification de l'atmosphère turbulente

Avant l'inversion des interférogrammes en série temporelle, une analyse de la dispersion de la phase peut être réalisée pour chaque interférogramme afin d'en définir le bruit.

Le spectre de la dispersion de phase  $D_l$  d'un interférogramme  $l$ , selon la distance  $x$ , est mesuré dans des régions sans déformation de la façon suivante :

$$D_l(x) = \frac{1}{n(x)} \sum_{\forall i,j tq |\vec{i}-\vec{j}|=x} |\phi_l(\vec{i}) - \phi_l(\vec{j})| \quad (1.25)$$

avec  $\vec{i}$  et  $\vec{j}$  la position de deux pixels  $i$  et  $j$  séparé par la distance  $x$  et  $n(x)$  le nombre de points respectant cette condition. La dispersion de phase de chaque image peut alors être déterminée par inversion sur le réseau interférométrique en considérant que la dispersion de phase d'un interférogramme est égale à la somme des dispersions des deux images qui le forme. Cette approximation est possible si l'amplitude de la dispersion, c'est à dire de l'APS (Atmospheric Phase Screen) n'est pas corrélée entre chaque acquisition. Cependant, en supposant que la partie stratifiée de l'APS a été corrigée, et la partie turbulente étant par définition aléatoire, l'estimation est relativement robuste.

### 1.5.3.6 Inversion en série temporelle

Le délai de phase de la série d'interférogrammes,  $\Phi_k$ , est alors inversé, pixel par pixel, pour retrouver le délai cumulé correspondant à chaque date d'acquisition  $\phi_k$  par rapport à la première date, considérée comme une référence (son délai total est donc supposé nul). Le système est alors résolu par l'utilisation de moindres carrés. On a pour l'ensemble des  $N$  interférogrammes (entre les images  $i$  et  $j$ ) :

$$\Phi_l = (\phi_j - \phi_i) + \varepsilon_l \quad (1.26)$$

Le terme d'erreur  $\varepsilon_l$  contient l'erreur de fermeture interférométrique, principalement due aux erreurs de déroulement et à un bruit de décorrélation. Pour certains pixels, le réseau d'interférogrammes peut ne pas être complet, c'est à dire que des groupes d'image peuvent être distincts, sans lien entre eux. Il faut alors relier les sous-ensembles pour l'obtention d'une mesure continue dans le temps. Une des méthodes consiste en l'addition de contraintes [López-Quiroz et al., 2009] : celles-ci sont définies par l'erreur topographique (dépendant ainsi de la ligne de base perpendiculaire) et la variation temporelle de la déformation, dont on se donne une évolution paramétrique a priori (e.g. linéaire ou quadratique). Alternativement, nous pouvons aussi résoudre pour l'ensemble des  $M$  images :

$$\phi_k = \phi_k^s + \alpha \Delta B_{\perp,k} + E_k \quad (1.27)$$

où  $\phi_k^s$  est une évolution temporelle quelconque mais minimisant  $\frac{\delta^2 \phi^s}{\delta t^2}$ . L'erreur  $E_k$  est surtout composée du délai de phase non modélisé (APS) et également d'une perte de cohérence de la phase.

Le lissage en lui même peut être obtenu soit par utilisation des moindres carrés généralisés, soit en ajoutant un filtrage Laplacien à l'inversion temporelle. L'équation 1.27 peut être pondérée par l'amplitude de l'APS définie plus haut.

### 1.5.3.7 Applications

Dans cette partie nous avons donc eu la possibilité d'apercevoir les améliorations apportées par la chaîne NSBAS. Nous avons décrit ainsi les différentes étapes du traitement en série temporelle qui ont fait l'objet de développements propres.

La première phase, c'est à dire la génération de la série d'interférogrammes, est probablement l'étape critique de toute chaîne de traitement et en tout cas permet facilement de comparer les algorithmes existants entre eux. Dans notre cas, NSBAS utilisant plusieurs de ses modules, nous effectuons une comparaison, lors de la génération d'un interférogramme à forte baseline perpendiculaire et dans une région montagneuse, avec ROI-PAC (Fig. 1.16). L'interférogramme présenté correspond à la partie (réalisée durant ma thèse) d'une



étude, sur le séisme du Maule, un Mw 8.8 qui a eu lieu début 2010. Sans avoir appliqué de corrections orbitales, topographiques ou atmosphériques, on remarque l'apport de la chaîne NSBAS dans des régions à fort relief. En effet, on note une nette amélioration de la cohérence qui permet notamment de repérer plus aisément les franges interférométriques dues à la déformation du sol.

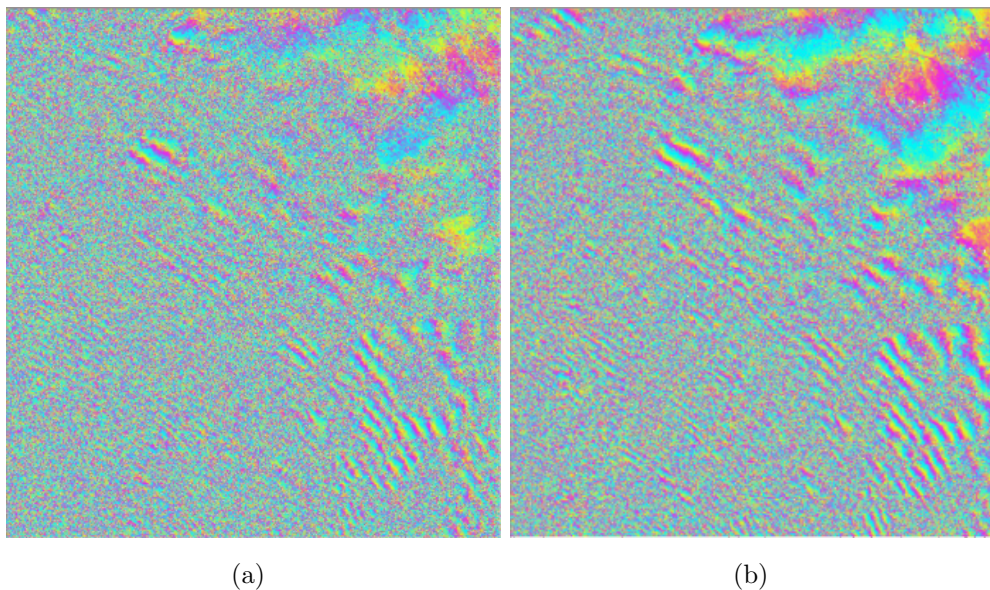


FIG. 1.16 – Apport de la chaîne NSBAS (b) pour la génération d'un interférogramme formé par deux images ENVISAT prises avant et après le séisme du Maule au Chili par rapport à l'algorithme ROI-PAC (a). On note, avec l'utilisation de NSBAS, un gain de cohérence non négligeable qui a notamment pour effet de faire apparaître des franges d'interférences qui restent "invisibles" (car trop bruitées) dans les interférogrammes générés par la chaîne ROI-PAC.

Parmi les autres applications pour lesquelles la contribution de NSBAS est significative on peut citer l'étude de l'ETNA, qui a servi d'exemple pour la présentation de la chaîne [Doin et al., 2011], mais également des mesures de subsidence [Cavalié et al., 2007], déformation intersismique [Cavalié et al., 2008] ou encore des épisodes de glissements lents [Bacques et al., 2011].

## 1.6 Conclusion

Dans ce premier chapitre, j'ai présenté les développements méthodologiques présents dans la littérature, sur le traitement d'image SAR et sur l'application interférométrique pour des

applications géophysiques. Cet état de l'art ne se veut pas exhaustif mais regroupe les principaux algorithmes utilisés et développés durant cette thèse.

Le principe général pour la génération d'images SAR, que nous avons tout d'abord abordé, est relativement simple. Un imageur radar est embarqué à bord d'un satellite et envoie un signal électromagnétique à la surface de la terre. L'onde est alors rétrodiffusée et on recueille son amplitude qui est fonction des propriétés diélectriques du sol, et sa phase qui permet d'obtenir une mesure de la distance entre le satellite et le rétrodiffuseur.

En utilisant ce principe, la mesure interférométrique permet, en effectuant la différence de phase entre deux images acquises sur la même zone mais à des instants différents, de construire une carte de déformation du sol. Cependant la phase produite contient d'autres contributions dues à la différence de position du satellite entre les deux acquisitions, au changement de trajet de l'onde radar ou alors à des modifications dans les propriétés de rétro-diffusion. Ainsi l'interférogramme est-il soumis à des effets orbitaux, topographiques, atmosphériques et à un ensemble de bruits "polluant" le signal.

Pour résoudre certaines de ces limites, les méthodes de développement les plus récentes utilisent une combinaison d'interférogrammes. Ces études permettent également une analyse en série temporelle de la déformation. Parmi celles-ci, on distingue deux classes principales qui sont les méthodes PS qui se basent sur des réflecteurs dont l'amplitude est grande et la phase constante (adaptée aux milieux urbains), et les méthodes SBAS qui limitent la décorrélation spatio-temporelle (utilisées principalement dans des régions naturelles).

Enfin la chaîne NSBAS, que j'ai continuée à développer durant cette thèse, permet une amélioration de la cohérence pour des interférogrammes à grandes lignes de bases perpendiculaires et à fort relief (ce qui répond à la problématique de nos données). De plus, des corrections spécifiques permettent de décorréler du signal de déformation les autres contributions de la phase. Le traitement en série temporelle a également été développé dans ce but.

En ce qui concerne mes contributions à la chaîne NSBAS, qui constitue une part importante de mon travail de thèse, je détaillerai les développements les plus cruciaux dans la suite de ce manuscrit (chapitres 2 et 4). Ces outils méthodologiques sont utilisés à différentes étapes de l'étude interférométrique :

- Pendant l'étape de génération de la série d'interférogrammes, avec des outils notamment pour le choix de l'image maîtresse ou pour la réalisation de la coregistration (et l'apport de maîtresses secondaires).
- Pour les corrections avant déroulement, principalement avec le développement d'un algorithme permettant la détermination de l'erreur locale de MNT, mais également pour la

combinaison de corrections atmosphériques (en utilisant un "mixte" entre le modèle ERA-I et l'estimation empirique).

- Durant l'étape de déroulement avec, tout d'abord, l'utilisation d'un filtre qui est fonction de la cohérence locale de l'interférogramme, puis, pour le processus de déroulement, en commençant par les régions les plus cohérentes et en poursuivant sur des zones de plus faible cohérence.

- Pour les corrections après déroulement, avec une ré-estimation des rampes orbitales inversées pour chaque image sur l'ensemble des interférogrammes.

- Enfin des améliorations d'ordre général ont également été apportées comme l'ajout du calcul parallèle dans différentes phases particulièrement coûteuses en temps de calcul (étape de coregistration, génération des interférogrammes etc...).



# Développements méthodologiques : les erreurs de topographie

---

## Sommaire

---

<b>2.1</b>	<b>Importance des corrections de topographie . . . . .</b>	<b>58</b>
2.1.1	Motivations pour notre zone d'étude . . . . .	58
2.1.1.1	Une zone à forte topographie . . . . .	58
2.1.1.2	Utilisation de grandes lignes de base perpendiculaires . . . . .	59
2.1.2	Effets des erreurs de topographie . . . . .	61
2.1.2.1	Perte de cohérence selon la ligne de base perpendiculaire . . . . .	61
2.1.2.2	Erreurs dues au Modèle Numérique de Terrain . . . . .	62
<b>2.2</b>	<b>Corrections des zones de recouvrement . . . . .</b>	<b>63</b>
2.2.1	Problématique . . . . .	63
2.2.2	Zone d'étude . . . . .	64
2.2.3	Tests effectués . . . . .	65
2.2.4	Conclusions . . . . .	66
<b>2.3</b>	<b>Corrections des erreurs de MNT avant déroulement . . . . .</b>	<b>67</b>
2.3.1	Préambule . . . . .	67
2.3.1.1	Cadre de l'étude . . . . .	67
2.3.1.2	Algorithme . . . . .	68
2.3.1.3	Résumé . . . . .	69
	Abstract . . . . .	70
2.3.2	Introduction . . . . .	70
2.3.3	DEM correction algorithm . . . . .	71
2.3.3.1	General Setting . . . . .	71
2.3.3.2	Algorithm . . . . .	72
2.3.4	Application and validation . . . . .	74
2.3.4.1	Data and interferogram processing . . . . .	74
2.3.4.2	DEM correction . . . . .	76
2.3.4.3	Local Phase Variability . . . . .	77

2.3.4.4	Unwrapping . . . . .	79
2.3.5	Conclusions . . . . .	79
	Acknowledgment . . . . .	79
2.3.6	Supplément . . . . .	80
2.3.6.1	Correction grande longueur d'onde . . . . .	80
2.3.6.2	Comparaison des cartes de cohérence . . . . .	81
2.3.6.3	Utilisation de l'input . . . . .	82
2.3.6.4	Facilité d'implémentation . . . . .	84
<b>2.4</b>	<b>Applications à d'autres zones d'études . . . . .</b>	<b>84</b>
2.4.1	Introduction . . . . .	84
2.4.2	Lac Siling Co . . . . .	85
2.4.2.1	Topographie de la zone . . . . .	85
2.4.2.2	Résultats autour du lac . . . . .	87
2.4.3	Taiwan . . . . .	88
2.4.3.1	Topographie de la zone . . . . .	88
2.4.3.2	Réutilisation de la cohérence temporelle . . . . .	89
2.4.3.3	Conclusions sur la correction . . . . .	92
2.4.3.4	Visualisation des corrections sur Taïwan . . . . .	92
2.4.4	Le Chili . . . . .	95
2.4.4.1	Zone d'étude . . . . .	95
2.4.4.2	Résultats sur l'ensemble des tracks . . . . .	96
<b>2.5</b>	<b>Conclusion sur les apports des corrections topographiques . . . .</b>	<b>98</b>
2.5.1	Apports des corrections . . . . .	98
2.5.2	Perspectives . . . . .	99

---

## 2.1 Importance des corrections de topographie

### 2.1.1 Motivations pour notre zone d'étude

#### 2.1.1.1 Une zone à forte topographie

Les forts gradients de topographie entraînent des effets géométriques pouvant s'avérer critiques pour la cohérence interférométrique. Nous avons rappelé, dans notre introduction, que l'objectif principal de la thèse était centré sur l'étude de la subduction au Nord Chili. Le premier chapitre a permis de recenser les limites de l'interférométrie radar et a exposé, notamment, la problématique liée aux erreurs dues à la topographie.

Le relief au Chili est extrêmement marqué, la Cordillère des Andes étant la plus grande chaîne de montagne émergée au monde. Divisée en plusieurs massifs, son altitude moyenne est de 4000 m et elle culmine à près de 7000 m.

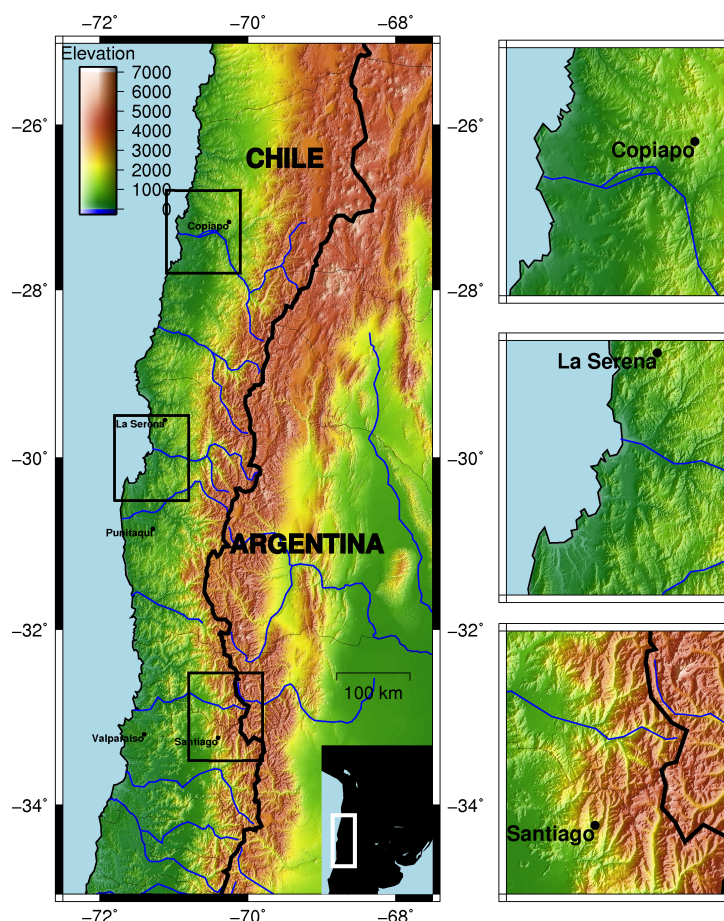


FIG. 2.1 – Topographie de notre zone d'étude au Chili (d'une dimension d'environ  $500 \times 1000$  km) et agrandissements sur les principales régions d'intérêts.

La figure 2.1 représente la zone du Chili qui nous intéresse. Située dans le "petit Nord" du Chili, entre  $-25^\circ S$  et  $-35^\circ S$ , la région se trouve à la limite Sud de l'Altiplano, avec une diminution de la largeur de la cordillère. Les agrandissements de 3 régions du Nord au Sud, montrent une topographie "rugueuse" et notamment dans les régions côtières.

### 2.1.1.2 Utilisation de grandes lignes de base perpendiculaires

Nous avons vu que l'erreur topographique était fonction de la ligne de base perpendiculaire. La chaîne NSBAS que nous utilisons, basée sur une approche SBAS, est fondée sur l'emploi d'interférogrammes à petite ligne de base. Cependant cette contrainte n'est pas

toujours possible.

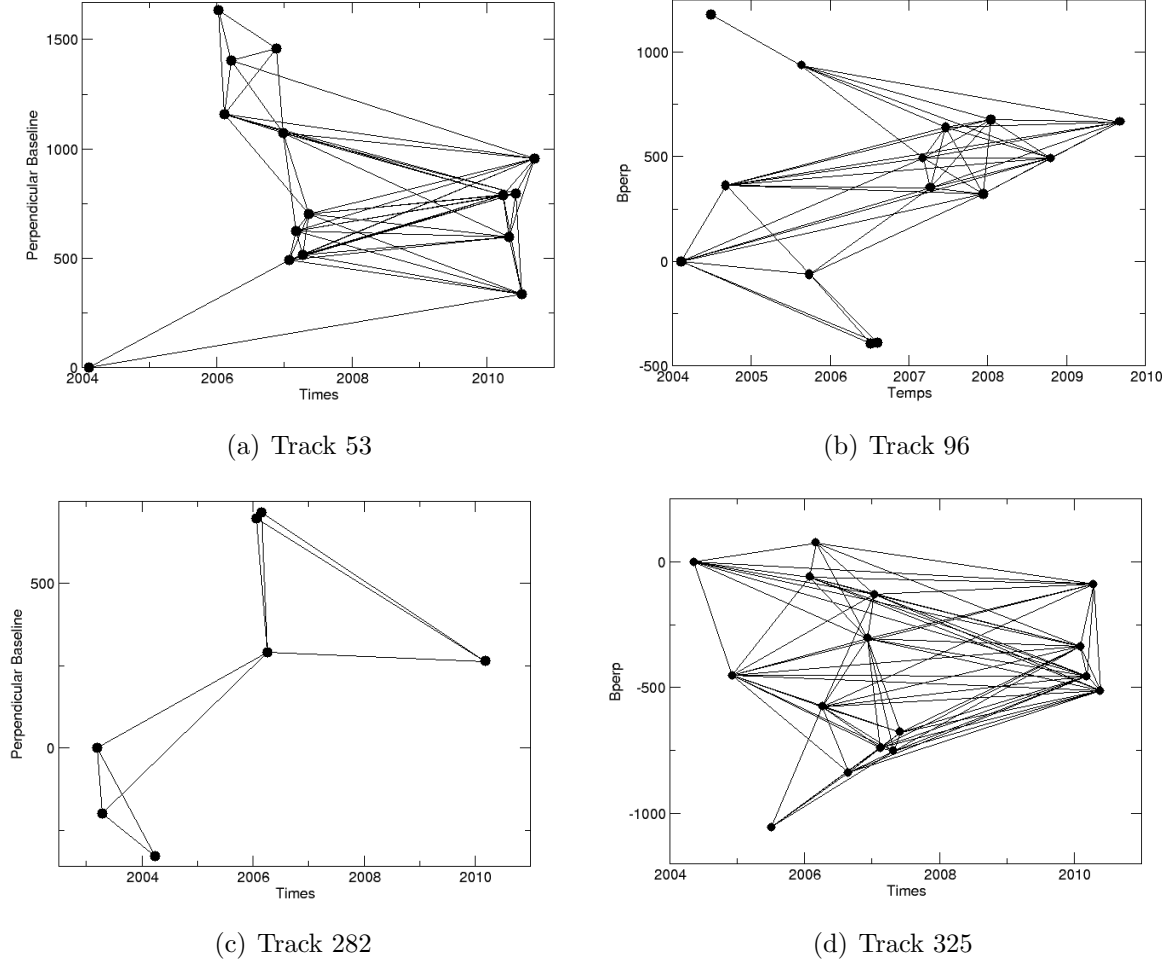


FIG. 2.2 – Réseaux interférométriques concernant les 4 tracks ENVISAT que nous avons étudiés au Chili (cf Fig. 3.13 pour les emprises des tracks). Chaque point correspond à une acquisition et les lignes les reliant définissent les interférogrammes qui ont été générés.

J'ai regroupé sur la fig 2.2 les réseaux interférométriques pour les tracks ENVISAT que j'ai traité. L'observation de ces graphiques permet d'avoir une information a priori sur la décorrélation spatio-temporelle de chaque interférogramme. En effet, la position de chaque image dépend de la date d'acquisition et de sa ligne de base perpendiculaire relative (par rapport à l'image maîtresse). Les écarts des ordonnées et des abscisses de deux images permettent ainsi de définir respectivement la ligne de base perpendiculaire et temporelle de l'interférogramme résultant.

On cherchera ainsi à utiliser des interférogrammes dont les deux images sont les plus proches dans le réseau interférométrique en privilégiant une ligne de base perpendiculaire



réduite (les plus "alignés"). De plus, on tentera d'obtenir un réseau final sans lien interférométrique manquant et avec un minimum de redondance. Ainsi, on remarque pour les différentes tracks, que l'utilisation d'un certain nombre d'images requiert de grandes lignes de base perpendiculaire. Cela est le cas par exemple pour l'inclusion de l'image de 2004 pour la track 53. Le problème étant, pour ce cas précis, que le fait d'écarter cette date nous prive de 2 ans de déformation intersismique.

Ainsi l'usage d'images à grandes lignes de base perpendiculaire est lié également, dans notre étude, au faible volume de données.

## 2.1.2 Effets des erreurs de topographie

### 2.1.2.1 Perte de cohérence selon la ligne de base perpendiculaire

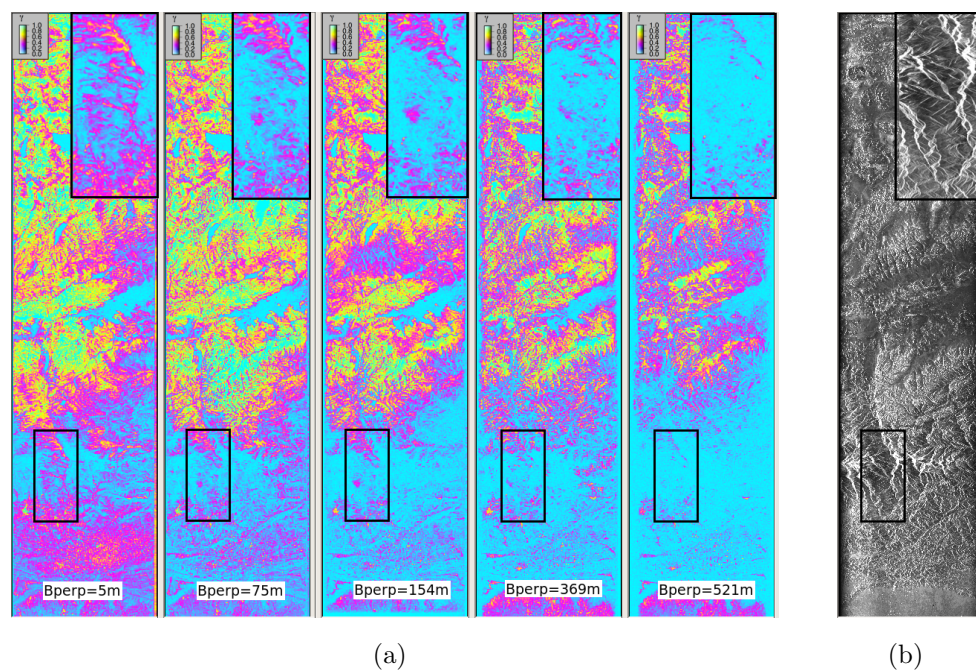


FIG. 2.3 – Effet de l'augmentation de la ligne de base perpendiculaire sur la cohérence spatiale d'interférogrammes à courte ligne de base temporelle, inférieure à 2 mois (a). Ceux-ci sont générés en utilisant des données ENVISAT couvrant une partie de la chaîne Himalayenne. L'amplitude d'un des interférogrammes est également montrée (b) afin de rendre compte de l'effet du relief.

La ligne de base perpendiculaire est critique pour la cohérence spatiale interférométrique. En effet, elle définit la différence de position du satellite au moment des deux acquisitions formant l'interférogramme.

La figure 2.3 montre les cartes de cohérences spatiales pour des interférogrammes dont la ligne de base perpendiculaire moyennée est comprise entre 5 m et 521 m. En effet, la ligne de base varie le long de l'azimut et la différence entre le haut et le bas de l'image pour de longues tracks peut atteindre jusqu'à plus de 100 m.

La carte de cohérence n'est pas uniquement conditionnée par les effets topographiques mais également par la décorrélation temporelle, le bruit de phase etc... C'est la raison pour laquelle nous avons choisi de comparer des interférogrammes dont la ligne de base temporelle n'excédait pas deux mois, et pour une même saison.

En comparant la cohérence spatiale avec une image d'amplitude, qui révèle la topographie locale, on remarque que la décorrélation intervient principalement dans les zones à forts gradients de relief. Pour ce type de régions, l'interférogramme se bruite considérablement à partir d'une baseline de l'ordre de la centaine de mètres et presque totalement pour des baselines proches de 500 m (cf le zoom sur l'une de ces régions). Cet effet peut provenir de la décorrélation spatiale, d'erreurs sur le MNT utilisé ou sur le recalage (la part relative de ces effets étant difficile à quantifier). L'utilisation de ces derniers interférogrammes est alors dépendante d'une correction précise de la topographie.

### **2.1.2.2 Erreurs dues au Modèle Numérique de Terrain**

Si nous venons de voir l'effet de la topographie sur la cohérence interférométrique, c'est évidemment la phase la définissant qui est concernée en premier lieu. Les erreurs de MNT, suivant les structures topographiques, sont facilement reconnaissables lorsque l'on peut les comparer à la projection de la topographie en géométrie radar.

C'est ainsi que nous avons exposé quelques artefacts caractéristiques sur la figure 2.4. On y remarque tout d'abord l'effet des zones de recouvrement pour des interférogrammes à petites lignes de base temporelle et perpendiculaire (a). Cela se traduit par une phase totalement aléatoire et donc inexploitable dans ces régions. Nous avons également des résidus de topographie qui peuvent former des textures imposantes pour de fortes lignes de base perpendiculaire (b). Dans cet exemple, la bande de résidu topographique le long du range correspond à un problème de mosaïkage des MNTs SRTM. Enfin nous montrons également l'effet de la structure d'un relief sur la phase (c).

Ces erreurs provoquent une altération de la phase, ce qui induit souvent une forte dégradation des filtres appliqués à la phase enroulée ainsi que des complications pour l'étape de déroulement. Je propose donc à travers deux méthodes que je vais exposer, de corriger respectivement les effets de layover et le MNT, pour améliorer le déroulement de la phase.

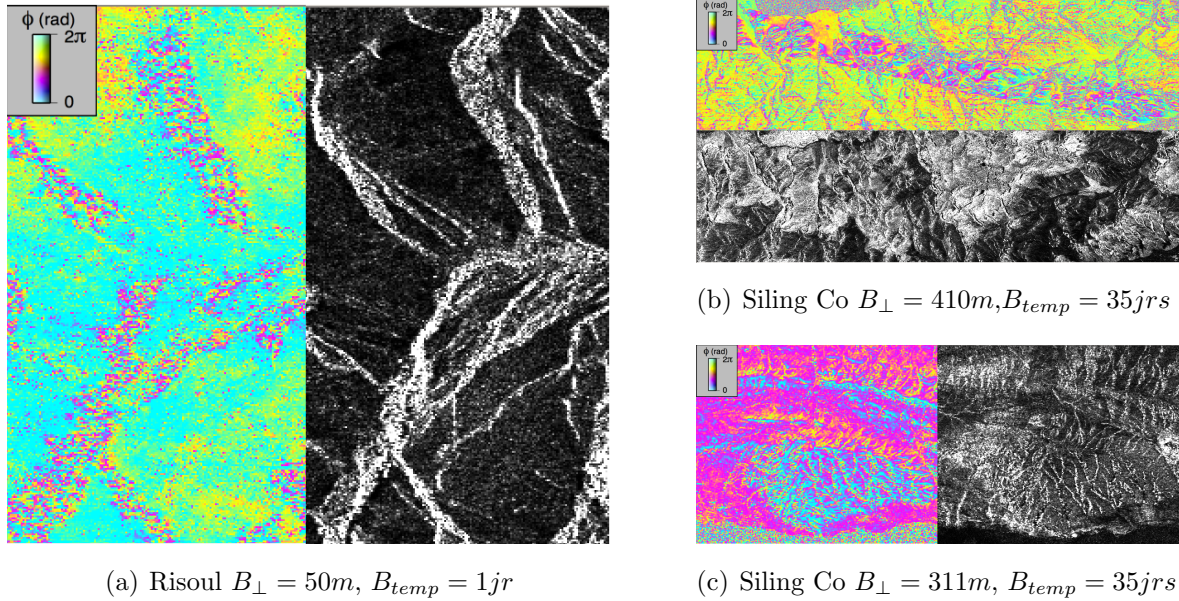


FIG. 2.4 – Effets topographiques sur la phase interférométrique avec des interférogrammes différentiels générés autour du lac de Serre Ponçon (a) et dans la région du lac de Siling Co au Tibet (b) et (c) .

## 2.2 Corrections des zones de recouvrement

### 2.2.1 Problématique

Pour résumer ce que l'on a dit précédemment, l'imagerie radar est basée, en partie, sur une notion de distance entre le radar et les cibles visées. Cela implique, dans un cadre idéal, que deux cibles sont distinguables si leur distance au radar est différente. De plus, lorsque le faisceau illumine une région, l'ordre d'acquisition dépend des délais de phase de l'onde rétro-diffusée par les cibles et donc également de leur éloignement au satellite. L'effet de layover se produit alors quand la pente locale est supérieure à l'angle d'incidence d'acquisition. En effet, dans ce cas, le sommet d'une montagne est plus proche du radar que sa base, et il se crée un phénomène de renversement.

Dans un contexte plus général, la phase étant "bruitée" par de multiples contributions, ces zones sont également le lieu de réponses simultanées de différents objets du sol, ce qui augmente l'amplitude du signal rétrodiffusé. Ajouté à cela les caractéristiques des zones montagneuses avec un angle d'incidence local faible et une rugosité non négligeable, les régions considérées sont définies par des points très brillants dans l'image d'amplitude radar. Fina-



lement, le raccourcissement géométrique des facettes exposées au radar pose un problème d'interprétation des gradients de phase d'origine atmosphérique ou de déformation (séisme de Maule par ex.).

Cet effet géométrique bruite ainsi fortement la phase interférométrique. De plus, l'utilisation standard du MNT SRTM dans le logiciel ROI-PAC ne permet pas de retrouver de la cohérence dans ces zones de layover. En effet, la projection du MNT dans la géométrie radar y présente des altitudes aléatoires. Ainsi, et comme nous l'avons vu dans l'exemple de la Fig.2.4, après correction du MNT, la phase apparaît toujours extrêmement bruitée.

J'ai donc étudié si l'amélioration de la simulation du MNT dans les zones de layover permettait d'obtenir de meilleurs résultats. Pour cela une première étape de sur-échantillonnage du MNT est effectuée, puis nous réalisons une sélection automatique des points dans la géométrie radar selon leur altitude.

### 2.2.2 Zone d'étude

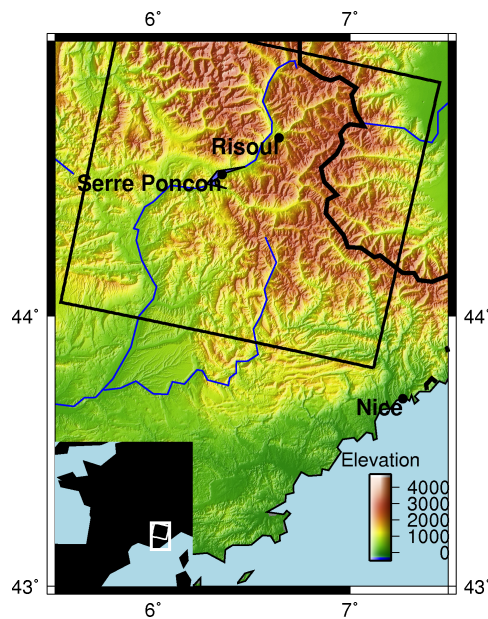


FIG. 2.5 – Topographie de notre zone d'étude autour du lac de Serre Ponçon.

Nous avons choisi pour cela une région située dans les Alpes, autour du lac de Serre Ponçon. Afin d'éviter les décorrélations spatio-temporelles, nous utilisons comme données tests un interférogramme ERS à courte ligne de base perpendiculaire (50 m) et temporelle (1 jour).

Cette région fait l'objet d'une étude menée par un des groupes de recherche de l'ANR

EFIDIR. Le lac de Serre Ponçon, d'une dimension de  $17 \times 5$  km est l'un des plus importants d'Europe. Sa profondeur, égale à 120 m, varie en fonction de la saison de  $+/-30$  m (liés au besoin d'irrigation et au fonctionnement du barrage électrique). Ce chargement/déchargement saisonnier du lac est susceptible de créer des déplacements verticaux (subsidence ou soulèvement) d'ordre millimétrique voire centimétrique, distribués jusqu'à plusieurs dizaines de kilomètres autour du lac. Il est ainsi proposé de mesurer cette déformation par InSAR afin de contraindre la rhéologie de la lithosphère d'une façon similaire à celle réalisée par [Cavalié et al., 2007].

Nous montrons dans la Fig. 2.5 la topographie de la région autour du lac de Serre Ponçon, ainsi que la track que nous avons utilisée. La zone d'intérêt est caractérisée notamment par de fortes pentes topographiques qui sont en partie responsables des effets de layover.

### 2.2.3 Tests effectués

Les zones de layover sont caractérisées par des altitudes aléatoires dans la simulation tantôt hautes (montagne), tantôt basses (vallées), en géométrie radar, du MNT. L'effet de layover est dû à la projection des valeurs du MNT dans ces cases de l'image radar, ces cases pouvant être remplies plusieurs fois si plusieurs pixels MNT "tombent dedans" ou restent vides si aucun pixel du MNT n'y est projeté. Après interpolation par un interpolateur basé sur des FFT, la carte MNT en géométrie radar devient très rugueuse dans les zones de recouvrement. On va chercher ici à corriger les hauteurs aberrantes et à régulariser la variation de la topographie dans ces zones. On espère ainsi récupérer un peu d'information, et pourquoi pas, sortir le signal de la vallée par exemple, ou celui des sommets, l'un pouvant dominer l'autre en terme de rétrodiffusion.

Le MNT utilisé est le SRTM dont la résolution est de 3 secondes d'arc soit environ 90 m. Étant donnée la résolution spatiale de l'acquisition radar (20 m), une première étape de sur-échantillonnage du MNT en géométrie terrain est tout d'abord nécessaire. Chaque pixel du MNT (sur-échantillonné ou non) est ensuite projeté dans une "case" de l'image radar. Nous comparons dans la Fig. 2.6 l'effet du sur-échantillonnage, d'un facteur 8.

L'étape suivante consiste à sélectionner dans les zones de layover de la projection du MNT en géométrie radar soit les points hauts (montagne), soit les points bas (vallée), soit à moyenner les deux ou soit à passer continuellement au travers de la zone de layover du point bas au point haut.

Puis, nous éliminons les valeurs d'altitude aberrantes. Pour cela nous limitons la différence de topographie entre chaque pixel et la moyenne de ses 8 pixels adjacents. Enfin, le MNT projeté en géométrie radar est ensuite interpolé pour remplir les "cases vides".

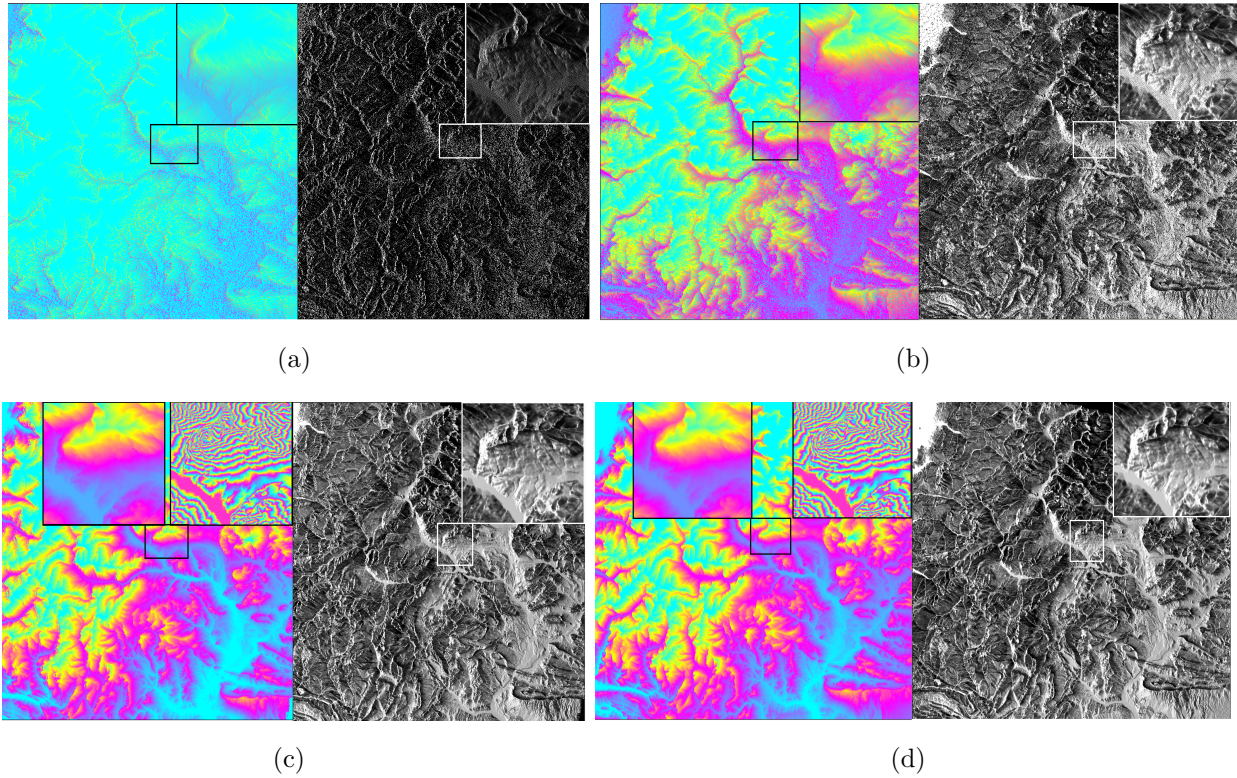


FIG. 2.6 – Comparaison entre la simulation de MNT générée par ROI-PAC sans suréchantillonnage (a,c) ou avec (b,d) que nous avons réalisé. (a,b) projection du MNT dans les cases radar et (c,d) après interpolation.

### 2.2.4 Conclusions

Les conséquences sur la génération des interférogrammes sont visibles sur les Fig. 2.7. Si le signal est fortement bruité dans les zones de layover en utilisant la paramétrisation classique de ROI-PAC, on remarque que ce traitement spécifique permet l'apparition de franges d'interférences dans les zones de layover. De plus, la largeur affectée par ces distortions diminue sensiblement.

La phase interférométrique apparaît ainsi lissée et gagne en cohérence. Nous n'avons pas réussi à interpréter les franges produites comme une quelconque propriété physique. Malgré plusieurs essais, (choix vallée ou montagne par ex.), ces franges restent en changeant de signe, mais leur interprétation au moins en terme géométrique (topographique ou orbitale) n'a pas été démontrée. Nous nous sommes demandés s'il était possible de prédire (et donc de corriger) les franges d'interférences que l'on a fait ressortir. Ces franges changent selon que l'on choisisse l'altitude maximale, minimale, ou moyenne dans les zones de recouvrement mais ne disparaissent pas.



Le gain principal apporté par la correction est le rétrécissement des zones de recouvrement. Cependant, il est intéressant de pouvoir identifier plus facilement ces régions afin d'en réaliser des masques. Enfin on peut se demander si les franges d'interférences que l'on a fait ressortir ne sont pas prédictibles.

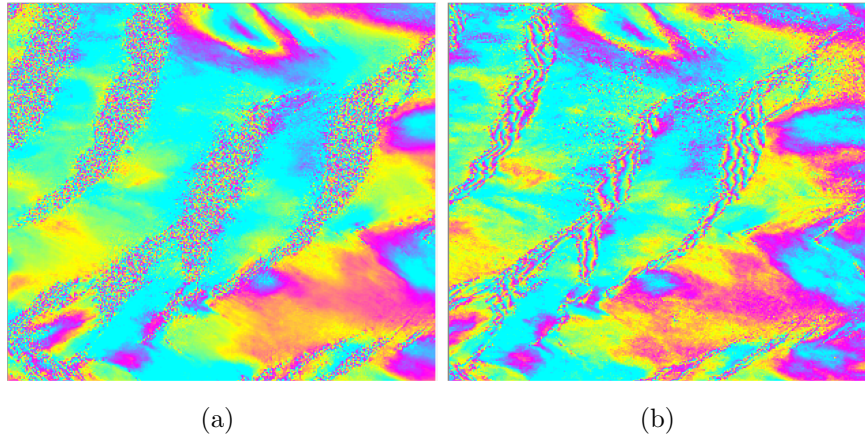


FIG. 2.7 – Comparaison entre les interférogrammes générés par ROI-PAC (a) et par sur-échantillonnage du MNT et sélection des points hauts (b).

## 2.3 Corrections des erreurs de MNT avant déroulement

### 2.3.1 Préambule

#### 2.3.1.1 Cadre de l'étude

Cette partie est consacrée aux corrections d'erreur de MNT avant déroulement [Ducret et al., 2011], afin d'améliorer cette étape, en augmentant notamment la cohérence de la phase interférométrique. Nous avons choisi une région à forte topographie comme zone de test sur la chaîne Himalayenne.

La Fig 2.8 montre la situation géographique de notre région d'étude. On remarque que la topographie varie énormément le long de la track avec le haut plateau Tibétain culminant à plus de 6000 m d'altitude au Nord et les pentes de la chaîne Himalayenne menant vers les plaines indo-gangétiques à moyenne et basse altitude. Ainsi la partie centrale de la fauchée est le lieu de pente très abrupte qui engendre une décorrélation spatiale due à la topographie.

Les données interférométriques, acquises via le projet Dragon II, ont été calculées à partir des données brutes par [Grandin et al., 2012]. L'étude réalisée a pour objectif de contraindre

le cycle sismique et la construction du relief au Centre Népal. Plus précisément, la mesure InSAR porte sur le soulèvement intersismique sur un profil traversant l'Himalaya.

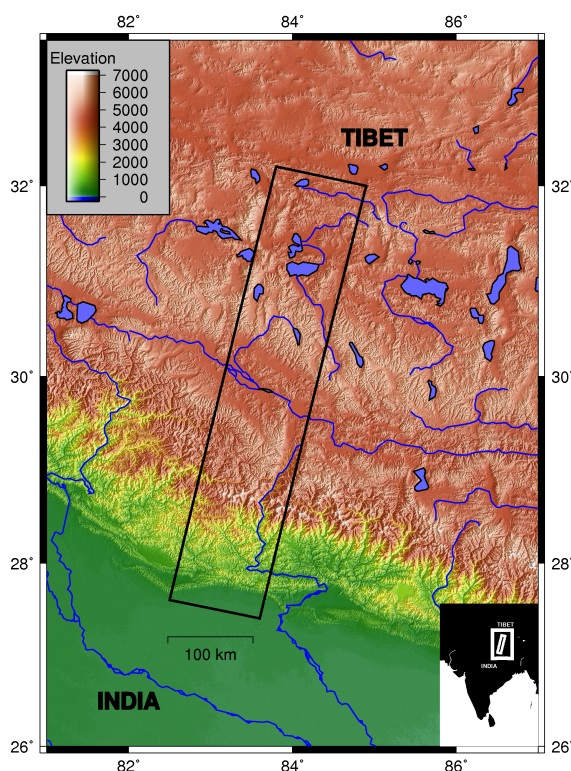


FIG. 2.8 – Localisation de notre zone de test représentée sur le MNT SRTM. Le rectangle correspond à l’empreinte de la track ENVISAT 219 que nous avons utilisée dans cette étude .

### 2.3.1.2 Algorithme

Les effets topographiques augmentent en fonction de la ligne de base perpendiculaire. On se propose ici d’utiliser cette relation via une série d’interférogrammes enroulés, dans le but de déterminer l’erreur locale de topographie.

L’organigramme de la Fig. 2.9, résume les étapes successives de l’algorithme que nous avons mis en place et qui part d’une série d’interférogrammes différentiels et d’une carte de cohérence spatiale moyennée sur celle-ci. Dans un premier temps, l’erreur de MNT et la cohérence temporelle sont estimées indépendamment dans des petites fenêtres recouvrantes, en 3 étapes : une première estimation brute de l’erreur de MNT, suivie par un raffinement en utilisant la méthode des moindres carrés et finalement une inversion temporelle. Finalement, les parties qui se recouvrent dans les sous-fenêtres sont combinées pour générer une carte globale d’erreur de MNT et de la même façon une carte globale de la cohérence temporelle.

La description de l’algorithme est présentée sous la forme d’un article qui a été soumis à



GRSL [Ducret et al., 2012a].

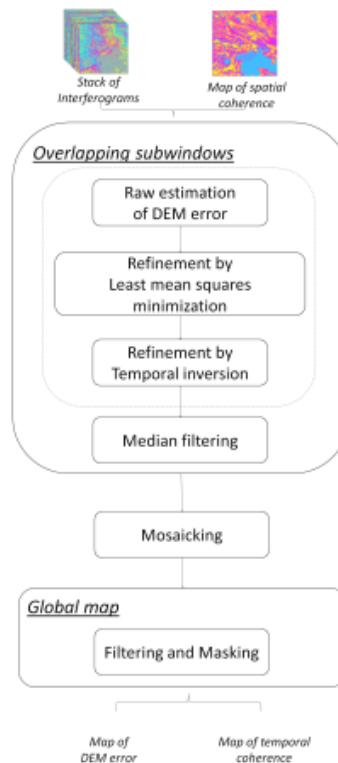


FIG. 2.9 – Organigramme de l’algorithme de correction de MNT : à partir de la série d’interférogrammes enroulés et des cartes de cohérence spatiale moyennées, on construit une carte d’erreur de MNT et une carte de cohérence temporelle.

### 2.3.1.3 Résumé

L’InSAR permet de mesurer les motifs spatio-temporels de déformation à la surface de la Terre. Cependant, la méthode est limitée par la décorrélation temporelle et les erreurs topographiques, ce qui peut générer des erreurs de déroulement dans des régions partiellement incohérentes telles que les zones montagneuses. Dans cet article, nous présentons un algorithme permettant l’estimation et la correction des erreurs locales du MNT à partir d’une série d’interférogrammes enroulés. La méthode est conçue pour être incluse dans une chaîne SBAS, approche pour l’analyse des séries temporelles InSAR de la déformation du sol en milieu naturel. L’algorithme est relativement simple à mettre en oeuvre et s’applique à tous les pixels d’une scène radar. Il peut être utilisé pour une série d’interférogrammes enroulés calculés à partir des images radar ENVISAT acquises à travers la chaîne de l’Himalaya. La performance de la correction de l’erreur de MNT est quantifiée par rapport à la réduction de la dispersion locale de la phase et du nombre de résidus calculés durant l’étape de déroulement. Il améliore ainsi l’automatisation de l’étape de déroulement spatial.

## Abstract

Synthetic Aperture Radar Interferometry (InSAR) enables to measure spatio-temporal patterns of deformation of the Earth's surface. However, it is limited by temporal decorrelation and topographic errors, which can generate unwrapping errors in partially incoherent areas such as mountainous regions. In this paper, we present an algorithm to estimate and remove local Digital Elevation Model (DEM) errors from a series of wrapped interferograms. The method is designed to be included in a Small Baseline Subset (SBAS) approach for InSAR time series analysis of ground deformation in natural environment. It is easy to implement and can be applied to all pixels of a radar scene. The algorithm is applied to a series of wrapped interferograms computed from ENVISAT radar images acquired across the Himalayan mountain range. The DEM error correction performance is quantified by the reduction of the local phase dispersion and of the number of residues computed during the unwrapping step. It thus improves the automation of the spatial unwrapping step.

### 2.3.2 Introduction

One challenge in geophysical hazard research is to perform a precise measurement of small ground displacements both at short and large spatial wavelengths [Bürgmann et al., 2000a]. The Interferometric Synthetic Aperture Radar (InSAR) method presents some limitations, arising from atmospheric perturbations, topographic errors and phase noise (caused by thermal, temporal and geometric decorrelation). Multi-temporal InSAR techniques have been developed to overcome some of these limitations, taking profit of large time series of SAR data [Hooper et al., 2012].

The Permanent Scatterers (PS) method detects punctual scatterers carrying a reliable phase information over the whole SAR data stack [Ferretti et al., 2001]. However, in natural settings, the density of PS is generally insufficient. The Small Baseline Subset (SBAS) strategy [Berardino et al., 2002, Usai, 2003, Schmidt et Bürgmann, 2003] exploits Distributed Scatterers (DS) by filtering out the non overlapping parts of the radar spectrum before interferogram formation with small perpendicular baselines. Further interferogram filtering and/or multi-looking limits the impact of temporal decorrelation. The SBAS method has been successfully applied in various natural settings [López-Quiroz et al., 2009] [Lanari et al., 2007]. The SqueeSAR [Ferretti et al., 2011] and StaMPS-MTI methods [Hooper, 2008] combine DS and PS in order to improve the spatial coverage of selected points. The latter is further increased by selecting only partially coherent scatterers [Ferretti et al., 2011, Hooper et al., 2012].

In these methods exploiting a large pile of coregistered differential interferograms, DEM errors can be systematically corrected based on the fact that they produce phase changes

increasing linearly with the relative perpendicular baseline between acquisitions. In standard applications of the SBAS technique, DEM corrections are calculated after unwrapping when the relationship between phase and perpendicular baseline is linear [Samsonov, 2010]. The performance then relies on the success of a prior unwrapping step. However, DEM errors contributions in differential interferograms can result both in phase discontinuities [Zebker et Villasenor, 1992] and in apparent coherence loss when the perpendicular baseline is above 100 – 200 m, especially in mountainous areas. Therefore, correcting for DEM errors after phase unwrapping in SBAS approaches is not an optimal strategy.

In PS techniques, the DEM error, together with the ground velocity, are estimated directly on the differential wrapped phase information between neighbouring pixels organised in a sparse network [Ferretti et al., 2001]. Similarly, in [Pepe et Lanari, 2006], the local DEM error estimation is embedded in the Minimum Cost Flow unwrapping algorithm, extended in the time domain to include the small baseline interferometric network. Here, as in [Hooper, 2008], we propose to extract local DEM errors from wrapped interferograms with varying perpendicular baselines. However, we do not select a sparse network of a priori stable points. We rather show the feasibility of computing complete maps of local DEM errors and temporal coherence. The phase information contained in moderately or partially coherent pixels can then easily be exploited by further spatial filtering (possibly based on temporal coherence), aided by the phase scatter reduction due to DEM correction [Grandin et al., 2012]. The purpose is of improving the spatial unwrapping step of interferograms processed with a SBAS strategy.

In section II, we present the DEM correction algorithm and point out similarities and differences with respect to previously published work. It is applied in section III to a series of coregistered, wrapped interferograms. We then quantify how the DEM correction reduces the local phase variability and improves the later unwrapping step.

### 2.3.3 DEM correction algorithm

#### 2.3.3.1 General Setting

Let us consider differential interferograms formed by two images acquired at dates  $k$  and  $l$ , with perpendicular baselines  $B_{\perp}^{kl}$ .  $\phi$  refers to the wrapped differential interferometric phase, whereas  $\varphi$  refers to the unwrapped phase. In the following, the superscripts  $kl$  on  $\phi$  or  $B_{\perp}$  (with respect to the master) refers to the  $k^{th}$  and  $l^{th}$  images forming an interferogram, whereas a single superscript  $k$  denotes  $\varphi$  or  $B_{\perp}$  of the  $k^{th}$  image. We assume that the flat earth and topographic contributions have been removed from the interferometric phase, using precise orbits and a DEM. The differential interferometric phase  $\phi^{kl}$  still includes various

contributions :

$$\phi^{kl} = \phi_{displ}^{kl} + \phi_{atm}^{kl} + \phi_{res,orb}^{kl} + \phi_{res,topo}^{kl} + \phi_{noise}^{kl} \quad (2.1)$$

where  $\phi_{displ}^{kl}$  is the ground displacement contribution in the radar line of sight (LOS),  $\phi_{atm}^{kl}$  is the atmospheric delay,  $\phi_{res,orb}^{kl}$  is the residual flat earth contribution,  $\phi_{res,topo}^{kl}$  is the residual topographic contribution, and  $\phi_{noise}^{kl}$  is the phase noise due to temporal decorrelation or changes in the radar look angle. The residual topographic term,  $\phi_{res,topo}^{kl}$ , depends on the DEM height error,  $\delta h_{err}$  :

$$\phi_{res,topo}^{kl} \equiv \frac{4\pi}{\lambda} \frac{B_{\perp}^{kl}}{R \sin \theta} \delta h_{err} [2\pi] \quad (2.2)$$

where  $\lambda$  is the radar wavelength (5.6 cm for ENVISAT C-band acquisition),  $\theta$  is the local incidence angle, and  $R$  is the range. Note that proportionality between  $\phi$  and  $B_{\perp}$  in the above equation is known modulo  $2\pi$ , hence producing a non-linear problem.

### 2.3.3.2 Algorithm

As in [Hooper et al., 2004], we assume that residual orbit contribution and atmospheric delay and the deformation are spatially correlated at a local scale. The differential phase series,  $\delta\phi^{kl}$ , w.r.t. a nearby reference, is thus approximated by :

$$e^{i\delta\phi^{kl}} \approx e^{i(\delta\alpha B_{\perp}^{kl} + \beta)} \quad (2.3)$$

where  $\beta$  is a phase offset and where the relative DEM error coefficient,  $\delta\alpha$ , is defined by :

$$\delta\tilde{\alpha} = \frac{4\pi}{\lambda R \sin \theta} (\delta h_{err} - \delta h_{ref}) \quad (2.4)$$

In PS approaches, double difference phase series are defined between neighbouring PS organised in a sparse network (for example by Delaunay triangulation) [Ferretti et al., 2001]. In StamPS, high-pass filtering of the phase of PS candidates provides the necessary local referencing for phase time series [Hooper, 2008]. Alternatively, we here divide the interferograms in overlapping subwindows and select as a reference the pixel that presents, on each subwindow, the highest spatial coherence,  $\gamma_s$ , averaged on the series of computed SBAS interferograms. We then define the relative phase differences between a given pixel  $x$  and the subwindow reference pixel :

$$e^{i\delta\phi^{kl}} = e^{i\phi_x^{kl}} (e^{i\phi_{ref}^{kl}})^* \quad (2.5)$$

In each subwindow, and for each pixel, we then compute  $\delta\alpha$  in three steps :

1) A first estimate of  $\delta\tilde{\alpha}$ ,  $\delta\tilde{\alpha}_{raw}$ , is obtained by a discrete search of  $\delta\tilde{\alpha}$  in an imposed interval [Hooper et al., 2004, Pepe et Lanari, 2006], where one keeps the value that maximizes

the temporal coherence,  $\gamma_t$  :

$$\gamma_t e^{i\beta} = \frac{\sum w^{kl} e^{i\delta\phi^{kl}} (e^{i\delta\alpha B_{\perp}^{kl}})^*}{\sum w^{kl}} \quad (2.6)$$

The weight,  $w^{kl}$ , taken as  $e^{-\frac{B_{\perp}^{kl}}{N_{days}}}$ , depends on the temporal baseline  $B_t$  expressed in days, where  $N_{days}$  corresponds approximately to the decorrelation duration.

2) A refined estimate of  $\delta\tilde{\alpha}$ ,  $\delta\alpha_{ls}$ , is computed from the phase residues :  $e^{\delta\phi_{res}^{kl}} = e^{\delta\phi^{kl} - \delta\alpha_{raw} B_{\perp}^{kl} - \beta}$ , assuming that the residues,  $\delta\phi_{res}^{kl}$ , are included in the  $[-\pi, \pi]$  interval. The equation  $\delta\phi_{res}^{kl} = \delta\alpha_{res} B_{\perp}^{kl} + \beta_{res}$  is now linear and is inverted by least mean square. We then obtain :

$$\delta\alpha_{ls} = \delta\alpha_{raw} + \delta\alpha_{res} \quad (2.7)$$

Step (2) compensates for the discrete sampling of  $\delta\alpha$  in step (1) that is computationally demanding.

3) Finally, a temporal inversion on the new phase residues,  $\delta\phi_{res}^{kl}$ , again assumed to be in the  $[-\pi, \pi]$  interval, allows to compute a series of unwrapped differential phase  $\delta\varphi_{res}^k$ , one per acquisition  $k$ . Because we select interferograms that cover the whole perpendicular baseline spread but are possibly limited in temporal baseline, we add constraints to the inverted system :

$$W \begin{bmatrix} -1 & 1 & 0 & 0 & 0 & 0 \\ -1 & 0 & 0 & 1 & \vdots & \vdots \\ \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots \\ \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots \\ 0 & 0 & -1 & 1 & 0 & 0 \\ 1 & \dots & \dots & 1 & 0 & 0 \\ 1 & & & 0 & -B_{\perp}^1 & -1 \\ & \ddots & & & \vdots & \vdots \\ & & \ddots & & \vdots & \vdots \\ 0 & & & 1 & -B_{\perp}^n & -1 \end{bmatrix} \times \begin{bmatrix} \delta\varphi_{res}^1 \\ \vdots \\ \delta\varphi_{res}^n \\ \delta\alpha'_{res} \\ \beta'_{res} \end{bmatrix} = W \begin{bmatrix} \delta\phi_{res}^{kl} \\ \vdots \\ \vdots \\ \vdots \\ 0 \\ \vdots \\ \vdots \\ \vdots \\ \vdots \\ 0 \end{bmatrix} \quad (2.8)$$

where the vector,  $W$ , weights the first  $M$  interferogram data lines by  $e^{-\frac{|B_{\perp}^{kl}|}{N_{days}}}$  and the following  $N$  constraint lines by 0.01. At this stage, we obtain a corrected DEM error coefficient,  $\delta\alpha_f = \delta\alpha_{ls} + \delta\alpha'_{res}$ , relative to the reference pixel of each subwindow.

In order to “integrate” the local DEM error coefficient,  $\delta\alpha_f$ , into a global map, sub-windows must be mosaicked. We subtract the median value of the DEM error within each sliding window, weighted by the pixel temporal coherence, from all DEM errors of this window. Note that this high-pass filtered DEM error can be related to the spatially uncorrelated DEM error of [Hooper, 2008]. Damping is then applied across the overlapping parts of the sliding windows to adjust the DEM corrections over the whole SAR image. Finally, we apply to the DEM error map a low pass filter and a mask adapted to the temporal coherence to remove DEM error outliers in incoherent areas. For  $\gamma_t > 0.35$ , no filtering is applied. Below a threshold of 0.2, the DEM error is replaced by the result of an averaging kernel of gaussian shape weighted by temporal coherence. In the interval  $[0.2, 0.35]$ , the applied filter decreases linearly between the described gaussian filtering and no filtering.

## 2.3.4 Application and validation

### 2.3.4.1 Data and interferogram processing

The algorithm is tested on a descending ENVISAT track (track 119), that covers from North ( $32^\circ N$ ) to South ( $27^\circ N$ ) the Southern part of the Tibetan Plateau, the Himalayan range, and the northernmost Indo-Gangetic plain (Fig. 2.10a) at a longitude of  $84^\circ E$ . The area presents contrasted environments in terms of vegetation and topography and is completely devoid of man made structures. The relief is extremely rough across the Himalaya but only moderately mountainous to the North. The ENVISAT archive consists of 29 Envisat SAR images acquired from 2003 to 2010 with a total perpendicular baseline spread of 1500 m (Fig. 2.11).

Differential interferograms are generated using a SBAS processing chain [Doin et al., 2011] based on the Repeat Orbit Interferometry PACKage (ROI-PAC) software [Rosen et al., 2004] with the following characteristics :

(a) Based on precise DORIS orbits and the DEM in radar geometry, we compute a priori range distortion maps between master and slave images. All Single Look Complex (SLCs) are co-registered to a common master radar geometry using these a priori range distortion maps and regularized offset fields in azimuth derived from amplitude image correlation. This precise coregistration of all SLCs is a crucial prerequisite to allow for correction of DEM errors on a pixelwise basis.

(b) The interferometric network (Fig. 2.11) is built with thresholds of 600 m for the perpendicular baseline and of 7 yrs for the temporal baseline.

(c) The series of SLCs in a common master geometry is used to compute a series of SBAS differential interferograms. The SLCs range spectrum is restricted to

the overlapping spectrum for the two acquisitions, with a slope adaptative algorithm [Gatelli et al., 1994, Davidson et Bamler, 1999].

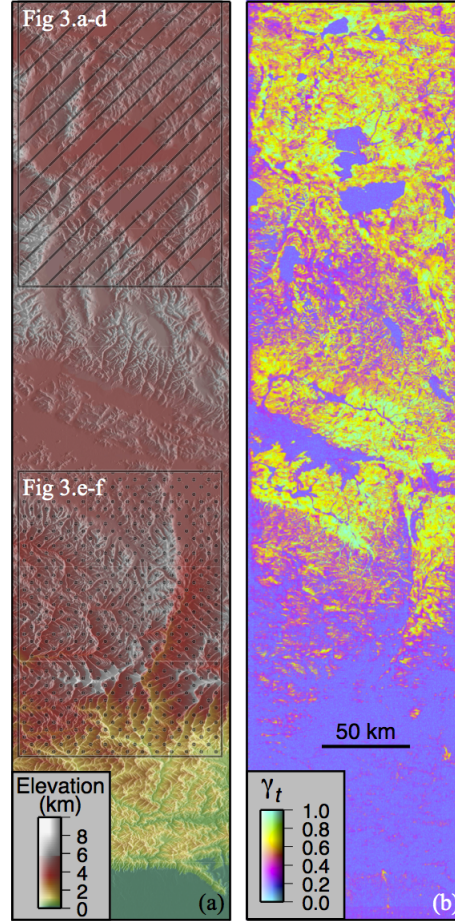


FIG. 2.10 – (a) SRTM relief map of the study area. (b) Temporal coherence.

(d) Because of the strong decorrelation across the Himalayan range and to the South (fig. 2.10b), we multi-look the interferograms by a factor  $4 \times 20$  before DEM error computation. However, multi-looking before DEM correction degrades the expected gain of DEM correction in terms of phase scatter reduction, useful for later processing steps (filtering and unwrapping). Therefore, in more favorable environments, multi-looking should be applied only after DEM correction.

(e) One must then select the interferograms presenting the least temporal decorrelation, i.e., in principle with a small temporal baseline, the correction being applied subsequently to all interferograms. Surprisingly, the coherence across the Himalayas may be preserved in some cases for up to 3 years when both images are acquired under similar and optimal conditions, depending on the seasonal and interannual monsoon fluctuations. We thus select the



36 most coherent interferograms out of 99 interferograms, independently of their temporal baseline (Fig. 2.11).

(f) Finally, the stratified atmospheric contribution predicted from the ERA-Interim European Centre for Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF) reanalysis [Doin et al., 2009, Jolivet et al., 2011] and a phase ramp are removed from the interferograms.

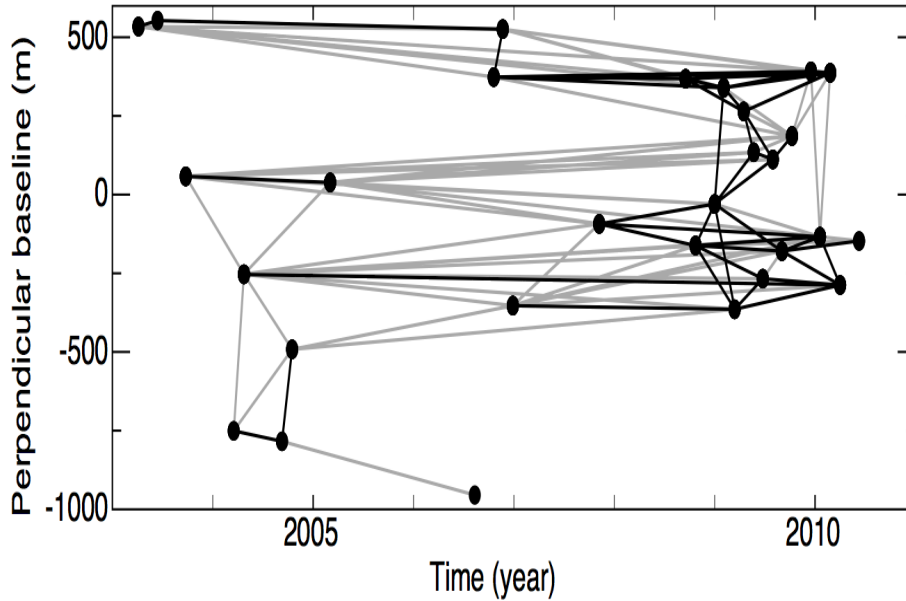


FIG. 2.11 – Interferometric network. Each line linking SAR images represents a computed interferogram while the dark lines show the interferograms selected to process DEM corrections.

#### 2.3.4.2 DEM correction

We present in Fig. 2.12 a zoom of the northern part of the track, showing the DEM error map, the temporal coherence map, and one example of an interferogram at 35 days and with a large perpendicular baseline (around 300 m). Orographic structures are easily recognized in the DEM error map. Part of the observed DEM errors probably originates from a slight subpixel misregistration between the simulated amplitude image based on DEM and the master amplitude image. The correction is set to zero in areas with very low coherence and is highest in mountainous areas, especially along crests and gullies slopes. The temporal coherence map highlights the contours of lakes, marshes, and rivers. Thin linear structures with either high or low coherence are efficiently extracted. The comparison between the original and corrected differential interferogram (Fig. 2.12c-d) shows that most of the residual topographic features are successfully corrected except in areas of low temporal coherence where the retrieved correction is not reliable.



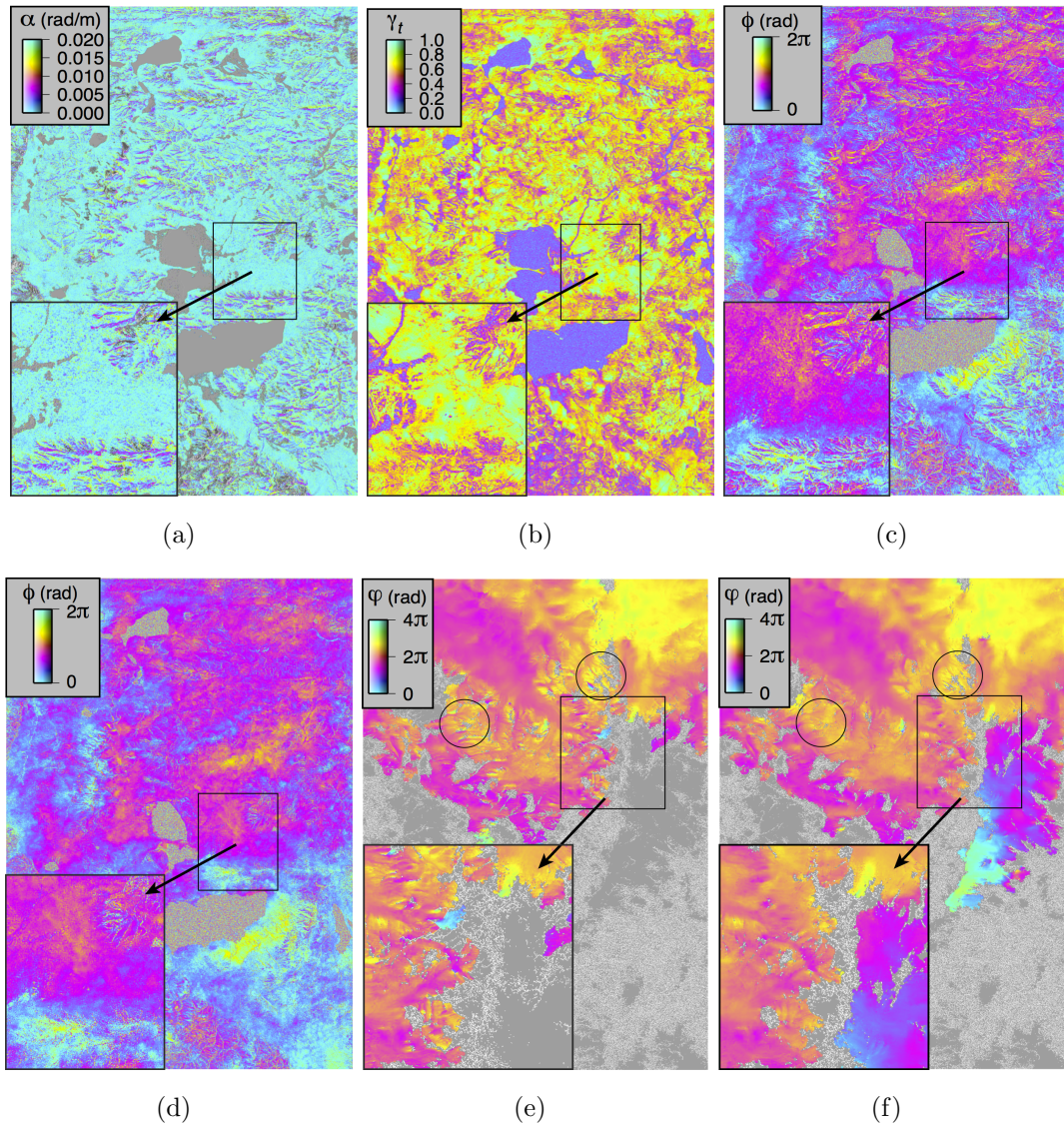


FIG. 2.12 – (a) Map of the DEM error coefficient (in rad/m) (b) Map of the temporal coherence. (c) Original differential interferogram with a perpendicular baseline of 300 m and a temporal baseline of 35 days. (d) Interferogram after DEM error correction. (a-d) Zoom location shown on Fig. 2.10. (e,f) Comparison of the unwrapped phase before (e) and after (f) DEM correction in (zoom location shown on Fig. 2.10). The cuts are overlaid in white on the unwrapped interferograms and on the grey areas that have not been reached by the unwrapping algorithm.

### 2.3.4.3 Local Phase Variability

In order to quantify the efficiency of the DEM error correction to reduce the local phase variability, we systematically analyse the phase standard deviation,  $\sigma_\phi$ , in small square sub-windows of all interferograms before and after correction. The subwindows must be large

enough to include the topographic structures that have been corrected, but must be smaller than the scale of unmodelled processes, such as turbulent atmospheric patterns, deformation, orbital errors etc... Here, we compute in  $20 \times 20$  subwindows the ratio of the local phase standard deviation before and after correction, together with the average value of the temporal coherence. An average of these ratios over the whole interferogram is then plotted in Fig. 2.13a as a function of increasing average temporal coherence. Not surprisingly, the reduction of the local phase variability increases with the temporal coherence. Improvement of the interferometric phase scatter is thus limited by temporal decorrelation that destroys the phase informative content. The average phase scatter reduction, selecting subwindows with a coherence larger than 0.3 is also shown for each interferogram as a function of the perpendicular baseline in Fig. 2.13b. No improvement occurs for perpendicular baselines below 50 m, whereas for  $B_{\perp}$  between 50 to 500 m, the phase scatter reduction increases with the perpendicular baseline, reaching 10 – 25% for the largest perpendicular baselines. Note that interferograms with  $B_{\perp}$  larger than 400 m are strongly affected by geometrical decorrelation in this area of large relief.

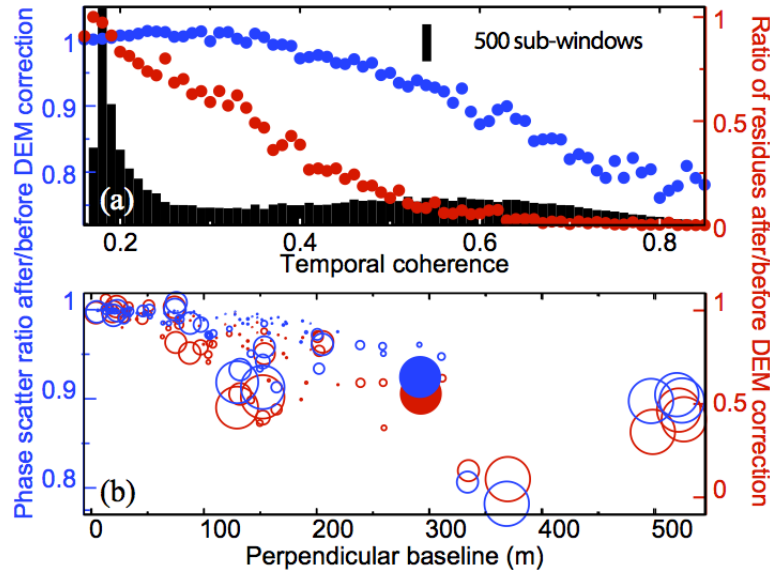


FIG. 2.13 – Effect of DEM correction on phase scatter and on the number of residues. (a) The reduction of local phase scatter (blue) and of the number of residues (red) before and after DEM error correction is displayed as a function of the temporal coherence averaged in subwindows, for the interferogram shown on Fig. 2.11. The histogram of temporal coherence averaged in  $20 \times 20$  windows is shown in black. (b) Average phase scatter reduction (in blue) and average ratio of the number of residues (in red) as a function of perpendicular baseline. Each circle represents an interferogram and its size is inversely proportional to the temporal baseline. The filled circles correspond to the example shown in panel (a).

#### 2.3.4.4 Unwrapping

In order to quantify how the correction improves phase unwrapping, we apply the same unwrapping cut-tree algorithm [Goldstein et al., 1988] to all interferograms with and without the DEM error correction. The number of residues can be used as a statistical proxy for the unwrapped surface and probability of occurrence of an unwrapping error. The ratio of the number of residues after/before DEM correction is computed in small square subwindows and plotted as a function of the subwindow temporal coherence (Fig. 2.13a). The residues reduction strongly increases with coherence. This effect is explained by the phase scatter reduction at small wavelength. We also plot in Fig. 2.13b the average ratio of the number of residues before and after DEM correction, excluding areas with very low coherence ( $\gamma_t < 0.3$ ), as a function of perpendicular baseline. It decreases from 0.9 to 0.4 for perpendicular baseline from 0 to 150 m, and is below 0.5 for  $B_\perp > 300$  m. The number of cuts is thus significantly reduced in the corrected interferograms, yielding a larger unwrapped surface and a lower probability for unwrapping errors (see Figs. 2.11e and 2.11f).

#### 2.3.5 Conclusions

In this paper we present an algorithm to correct DEM errors in a series of wrapped interferograms. Although it does not fundamentally differ from previously published methods, its characteristics, ease of implementation and computational efficiency allow to apply it without any a priori pixel selection, thus preserving the complete spatial content of corrected interferograms. The result consists of local DEM error and temporal coherence maps.

The algorithm is tested in this paper on Envisat interferograms crossing the Himalayan range. We show that the DEM correction allows to significantly reduce the local phase variability and the number of phase residues. It favors the use of interferograms with large perpendicular baselines. This algorithm is thus meant to be included in standard "SBAS" InSAR processing chains, where phase reliability before unwrapping is increased by spatial filtering and/or multi-looking (by contrast to a pixel selection strategy). It should improve spatial unwrapping and thus speed up the formation of unwrapped interferograms before time series inversion.

#### Acknowledgment

This work was supported by the ANR EFIDIR project (ANR-2007-MCDC0-04) and the PNTS. Raphaël Grandin post-doc fellowship was provided by CNES. Data were obtained through the ESA-MOST Dragon project (id 5305).



### 2.3.6 Supplément

#### 2.3.6.1 Correction grande longueur d'onde

La carte de correction de l'erreur de MNT est donc appliquée, au niveau pixellaire, à l'ensemble des interférogrammes de la track 119. On cherche principalement à détecter et corriger des structures topographiques à courtes longueurs d'ondes afin d'améliorer par la suite la performance du filtre qui "moyennera" la phase enroulée corrigée sur des fenêtres glissantes et d'utiliser des interférogrammes à grande ligne de base perpendiculaire.

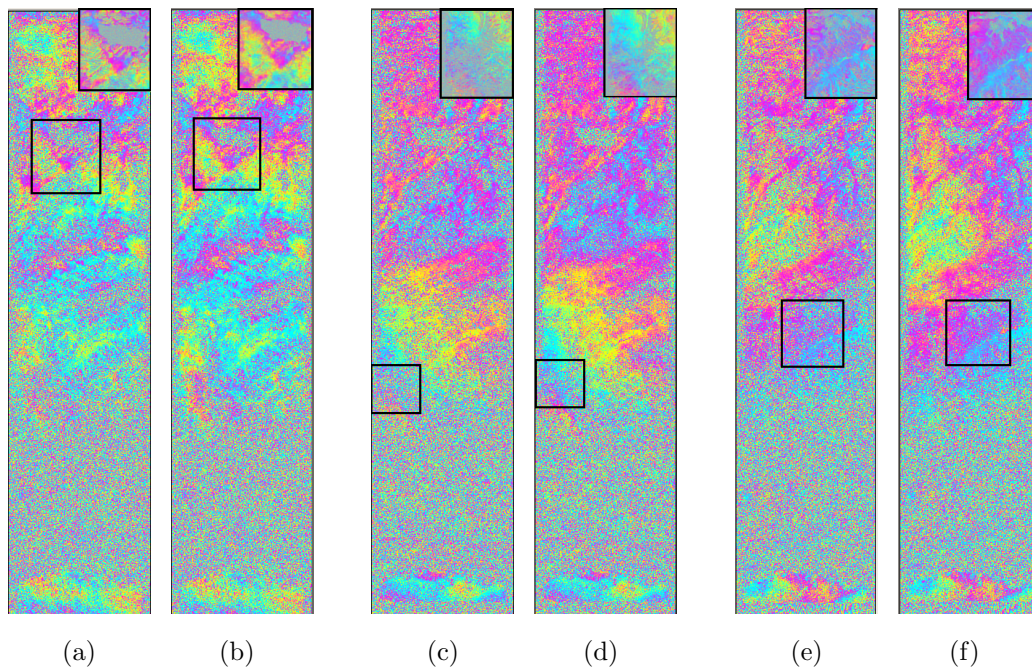


FIG. 2.14 – Effet des corrections topographiques montrées sur 3 interférogrammes complets de la track 119 .

La dimension de la fenêtre (50 pixels) utilisée durant le processus que nous avons précédemment décrit contraint la taille des structures pouvant être détectées dans les erreurs de MNT. L'effet de la correction peut également être visible à l'échelle de la fauchée entière comme une réduction du bruit.

La Fig.2.14 nous montre ainsi différents exemples d'interférogrammes à grandes lignes de base perpendiculaire ( $>450\text{m}$ ) avant et après correction de l'erreur de MNT. Au niveau du plateau Tibétain, la cohérence est nettement améliorée et plusieurs régions sont débruitées après l'application de notre algorithme. Par contre, la cohérence sur les pentes Himalayennes est très mauvaise pour définir un coefficient de l'erreur de MNT, la correction n'est donc pas appliquée dans cette zone.

### 2.3.6.2 Comparaison des cartes de cohérence

L'une des sorties de notre algorithme est la carte de cohérence temporelle qui donne une information sur la variation de la phase en fonction du temps, et ce pour chaque pixel de notre image. Celle-ci est ainsi complémentaire de la cohérence spatiale que nous avons définie ici comme la moyenne des cohérences spatiales de tous les interférogrammes.

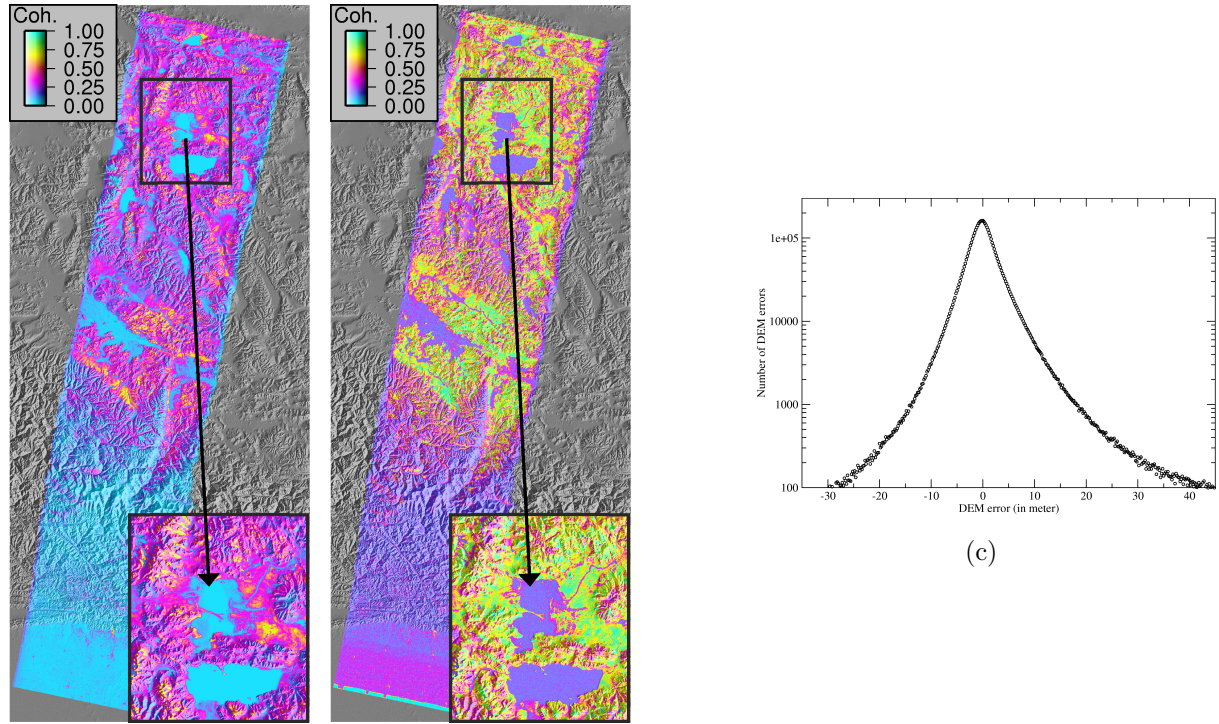


FIG. 2.15<sup>(a)</sup> Comparaison entre les cartes de cohérence spatiale (a) et temporelle (b), et distribution de la hauteur des erreurs de MNT dans une échelle semi-log (c) .

Dans la Fig.2.15a et b, on compare les cartes de cohérence spatiale et temporelle le long de notre fauchée. Les deux cartes de cohérence présentent de fortes similitudes, avec des valeurs très faibles au niveau de la chaîne Himalayenne (avec de forts gradients de topographie), et des valeurs relativement élevées sur le plateau tibétain. Les contrastes le long des bordures de lacs et les petits objets ayant une cohérence faible ou élevée (tels que rivières, ponts ou vallées) apparaissent plus nets sur la carte de cohérence temporelle comparative-ment à la carte de cohérence spatiale. Cependant, la cohérence spatiale moyennée apparaît statistiquement plus robuste que la cohérence temporelle pour définir la stabilité de la phase (par exemple dans les lacs où celle-ci est uniformément faible). Notons cependant que la fiabilité de la cohérence augmente avec la largeur des fenêtres et le nombre de valeurs de phase indépendante utilisées pour leur estimation, le nombre de looks  $\times$  le nombre d'inter-

férogrammes et le nombre des données SAR, respectivement pour les cohérences spatiales et temporelles.

Nous montrons également dans la Fig. 2.15c la distribution en hauteur de l'erreur de MNT. La correction moyenne est de l'ordre de quelques mètres jusqu'à la dizaine de mètres, ce qui est en accord avec la précision verticale du SRTM utilisé [Rabus, 2003].

### 2.3.6.3 Utilisation de l'input

Nous discutons ici des paramètres de l'algorithme, cf. tableau 2.1. Certains paramètres doivent être adaptés aux propriétés des données, tandis que d'autres semblent relativement indépendants du jeu de données. Ce paragraphe a pour objet de guider le lecteur qui souhaite appliquer l'algorithme décrit à une autre zone d'étude. Il est issu de nombreux tests effectués en espérant réduire le bruit au travers de la chaîne himalayenne, ainsi que de l'expérience acquise sur d'autres jeux de données (cf parties suivantes).

TAB. 2.1 – Paramètres d'entrée

Paramètres	Valeurs
Nombre d'interférogrammes	36
Nombre de looks (range / azimuth)	4/20
Taille des sous-fenêtres (en pixels)	50
Recouvrement	1/3
Échelle de temps pour la décorrélation temporelle (en jours)	600
Seuil de filtrage sur la cohérence	0.2
Mi-largeur du filtre Gaussien (en pixels)	2.4
Seuil de cohérence temporelle	0.35

Tout d'abord, il faut chercher à optimiser le nombre d'interférogrammes sélectionnés et le nombre de looks appliqués. Notre expérience montre qu'une douzaine d'interférogrammes est nécessaire à l'obtention d'un résultat convenable. Lorsque le nombre d'interférogrammes est suffisamment important, il est intéressant de sélectionner en priorité les interférogrammes avec une petite ligne de base temporelle pour l'estimation de l'erreur de MNT, la correction étant appliquée par la suite à l'ensemble des interférogrammes. Cependant, dans le cas présent, où la cohérence est particulièrement mauvaise sur la chaîne himalayenne, nous sélectionnons les 36 interférogrammes les plus cohérents sur les 99 disponibles, indépendamment de leur ligne de base respective. Étonnamment, la cohérence à travers l'Himalaya ne dépend

pas simplement de la décorrélation temporelle, et celle-ci peut être conservée dans certains cas jusqu'à 3 ans lorsque les deux images sont acquises dans des conditions similaires et optimales, fonction des fluctuations de la mousson saisonnière et interannuelle. Pour des jeux de données plus classiques, la meilleure stratégie de sélection consiste à choisir des groupes d'interférogrammes avec des petites lignes de base temporelle (pour optimiser la cohérence et négliger le déplacement du sol) et une large gamme de lignes de base perpendiculaire (jusqu'à 500 m). Cela permet d'optimiser l'estimation de l'erreur de MNT, qui est corrélée, rappelons-le, avec la ligne de base perpendiculaire. Dans les zones à forte décorrélation, comme ici à travers la chaîne de l'Himalaya, nous devons également appliquer un "multi-looking" sur les interférogrammes avant le calcul des erreurs de MNT afin d'augmenter le rapport signal-sur-bruit. Cependant, le filtrage multi-vue limite le gain attendu des corrections de MNT pour les traitements ultérieurs (filtrage et déroulement). Par conséquent, dans l'idéal, le multi-looking ne devrait être appliqué qu'après la correction de MNT pour améliorer la cohérence de la phase, en particulier pour les interférogrammes avec de grandes lignes de base perpendiculaires.

Les paramètres de l'algorithme concernent également la définition des sous-fenêtres et des seuils appliqués sur la cohérence et les coefficients d'erreur de MNT, et ce à différentes étapes du traitement. La taille des sous-fenêtres doit être choisie suffisamment grande pour y inclure des structures topographiques. Cependant, elle doit être suffisamment petite pour maintenir la cohérence temporelle de la phase relative entre chaque point d'une sous-fenêtre et son point de référence (c'est à dire négliger les autres contributions orbitales, atmosphériques etc.). Une valeur typique pour le chevauchement des sous-fenêtres est de  $1/3$ , ce qui est suffisant pour assurer une consistance des coefficients d'erreur de MNT entre deux fenêtres adjacentes. Un recouvrement plus important peut améliorer légèrement le résultat lorsque la cohérence est faible (comme dans le cas présent).

Les seuils sont appliqués à différentes étapes du traitement. Les coefficients d'erreur de MNT trop importants ( $\alpha > 0.01$  rad/m), ayant de plus une faible cohérence temporelle ( $\gamma_t < 0.3$ ) sont éliminés à la première étape. De même, les pixels ayant une cohérence temporelle faible sont rejetés lors de l'estimation du coefficient médian de l'erreur de MNT dans chaque sous-fenêtre. Enfin, la carte d'erreur de MNT est filtrée en utilisant la cohérence temporelle. Pour  $\gamma_t > 0.35$ , aucun filtrage n'est appliqué. En dessous d'un seuil de 0.2, le coefficient d'erreur de MNT est remplacé par le résultat du noyau moyen d'une forme gaussienne, centré sur le pixel, de demi-largeur 2.4 pixel, et utilisant tous les pixels voisins dont la cohérence est supérieure à 0.4. Dans l'intervalle  $[0.2, 0.35]$ , le filtre appliqué décroît linéairement entre le filtre Gaussien précédent et l'absence de filtrage.

### 2.3.6.4 Facilité d'implémentation

Un des premiers enseignements que l'on peut tirer des pages précédentes, repose dans la nécessité de traiter un volume de données important afin de garantir une précision acceptable de la mesure. Le nombre de données disponibles, ainsi que leur dispersion dans le réseau interférométrique sont des points critiques de la méthode InSAR. Or, l'afflux de données s'est amorcé depuis la facilité d'accès aux archives pré-existantes, et va s'étendre avec l'arrivée imminente de satellites avec des temps de re-visite raccourcis. Cependant l'étude de gros volumes de données est rendue complexe, le traitement interférométrique pouvant être coûteux en temps de calcul, mémoire vive, ram ... Ainsi avons nous fourni un effort pour intégrer l'algorithme de correction des erreurs de MNT dans la chaîne automatique NBSAS et délivrer un outil qui puisse s'implanter facilement et dont la vitesse d'exécution est rapide.

La chaîne NSBAS a en effet été développée dans le but de pouvoir générer une série d'interférogrammes quasiment en "aveugle". De la même façon, la sélection de paramètres standards pour les corrections d'erreurs de MNT peut être utilisée sans aucun a priori sur la zone d'intérêt.

En ce qui concerne l'implémentation de l'algorithme, celle-ci se veut simple et pratique. Le code a été généré en langage C et se décompose en un programme principal appelant les différentes étapes de la correction de MNT, ces dernières étant écrites dans différents sous-programmes. De plus l'ensemble des variables a été extrait dans un unique fichier d'entrée, et la description de ces paramètres a été discutée précédemment. Enfin l'idée principale est de construire une carte de correction locale de l'erreur de MNT à partir d'un ensemble cohérent d'interférogrammes, puis d'appliquer cette correction à tous les autres. Ceci permet d'éviter également de relancer le programme pour chaque nouvelle acquisition.

On notera enfin la vitesse d'exécution de la correction de MNT que l'on cherche à optimiser. Nous travaillons sur un processeur Intel Core, possédant 4 coeurs dédoublés, une fréquence de 3.06GHz et une mémoire RAM de 6Go. Pour ce type de matériel, il suffit d'une demi-journée pour construire la carte des erreurs de MNT pour une série de 100 interférogrammes de dimensions  $1550 \times 10000$ .

## 2.4 Applications à d'autres zones d'études

### 2.4.1 Introduction

Cet algorithme portant sur la correction des erreurs topographiques est actuellement en cours d'utilisation sur plusieurs zones d'études où le relief est particulièrement problématique pour la cohérence interférométrique. Dans la partie suivante, nous détaillerons succinctement



certaines régions concernées et les apports de la méthode pour chacune.

Il est important de rappeler ici que notre contribution ne s'est pas manifestée de la même façon pour tous ces projets. En effet si nous avons généré tous les interférogrammes du Chili, qui est notre zone d'étude privilégiée, ceux du Siling Co l'ont été par [Doin et al., 2010]. Pour ce cas, nous avons appliqué l'algorithme de correction de MNT et déterminé les paramètres optimaux. En ce qui concerne l'étude de Taïwan, tout a été réalisé par M. Champenois (voir [Champenois et al., 2012]) avec juste un apport en tant qu'"expert" pour la topographie uniquement.

Nous avons pris part dans le même esprit, au co-encadrement de M. Daout, un étudiant accueilli au laboratoire d'IsTerre. Son travail étant encore en cours, nous ne pourrons y consacrer une partie mais nous profitons de cette introduction pour en rappeler le contexte. Le projet mené s'intéresse au système de failles de Haiyuan, une région située au Nord Tibet, et plus particulièrement au bassin en pull-appart de Tianzhu. La problématique et la nécessité d'utiliser des méthodes de corrections avant déroulement (en particulier pour les corrections de MNT) sont dues à une mesure de faibles signaux de déformation dans une zone à très faible cohérence.

Les premiers résultats obtenus sont positifs puisque la correction des erreurs résiduelles de topographie a permis une diminution de la dispersion de la phase de l'ordre de la dizaine de pourcent, pour des lignes de base perpendiculaire comprises entre 150 et 400m et ce sur toute la zone (sachant qu'une partie importante des interférogrammes ne peut être corrigée étant donné la trop faible cohérence spatiale).

## 2.4.2 Lac Siling Co

### 2.4.2.1 Topographie de la zone

Nous nous sommes donc intéressés à l'impact de la correction de MNT sur une autre région située au Tibet [Ducret et al., 2010], non loin de celle qui nous a servi de zone test pour notre algorithme. La région en question, située autour du lac de Siling Co, fait partie d'un chantier mené, comme nous l'avons rappelé par [Doin et al., 2010] dans le cadre du projet Dragon 2 et soutenu par le projet EFIDIR. Le but de cette étude est de mesurer la déformation associée à la variation de niveau d'eau du lac afin de contraindre la rhéologie de la lithosphère.

Le Siling Co est un lac endoréique (étant au coeur du plateau Tibétain), situé dans une zone d'extension (culminant à plus de 4500 m d'altitude) et possède des dimensions hors normes ( $40 \times 60$  km). Il est entouré de failles décrochantes : senestre (vers le Nord) et dextre (vers le Sud). Des mesures altimétriques et surfaciques ont montré que le

niveau d'eau, relativement stable depuis 1973, avait fortement augmenté depuis 2000 (de l'ordre de 1 m par an, ce qui est substantiel étant donné l'étendue du lac). Cet élévation induit une charge supplémentaire sur la lithosphère et permet ainsi, en mesurant le subsidence produit, d'étudier la réponse de la lithosphère contrainte. La déformation résultante est observée en utilisant des données ERS et ENVISAT le long de la track centrée sur le lac. L'amplitude du signal de déformation suit relativement bien l'évolution du niveau d'eau du lac (peu d'évolution avant 2000 et environ 5 mm/an après). Un simple modèle élastique n'explique pas tout le signal, et une part de viscosité doit donc être ajoutée.

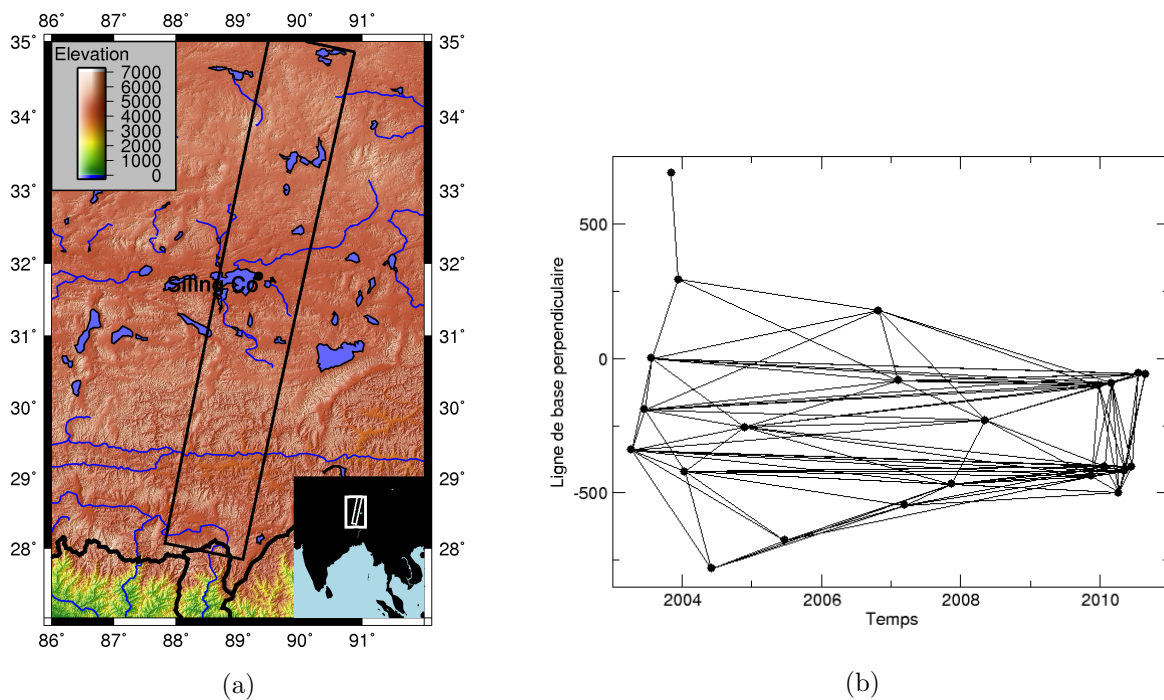


FIG. 2.16 – Localisation de la zone d'étude autour du lac du Siling Co au Tibet représentée sur le MNT SRTM (a) et réseau interférométrique utilisé dans l'estimation de l'erreur de MNT (b). Sur la carte (a), le rectangle correspond à l'empreinte de la track ENVISAT 219 que nous avons utilisée dans cette étude.

Nous montrons sur la figure 2.16 la localisation de la zone d'étude avec le MNT associé, ainsi que le réseau d'interférogrammes pour la track ENVISAT dont nous allons montrer les corrections topographiques. Nous remarquons au vu de ce dernier graphique que, mis à part pour les données très récentes, les acquisitions sont relativement éparées dans le réseau et oblige la génération d'interférogrammes à forte ligne de base perpendiculaire. De plus, bien qu'étant sur le plateau tibétain, le relief comprend des zones particulièrement rugueuses et à forts gradients. La déformation attendue étant relativement faible, il est alors important de corriger la série d'interférogrammes avec la plus grande finesse possible et dans ce cas cela



pas par une estimation précise de la topographie.

### 2.4.2.2 Résultats autour du lac

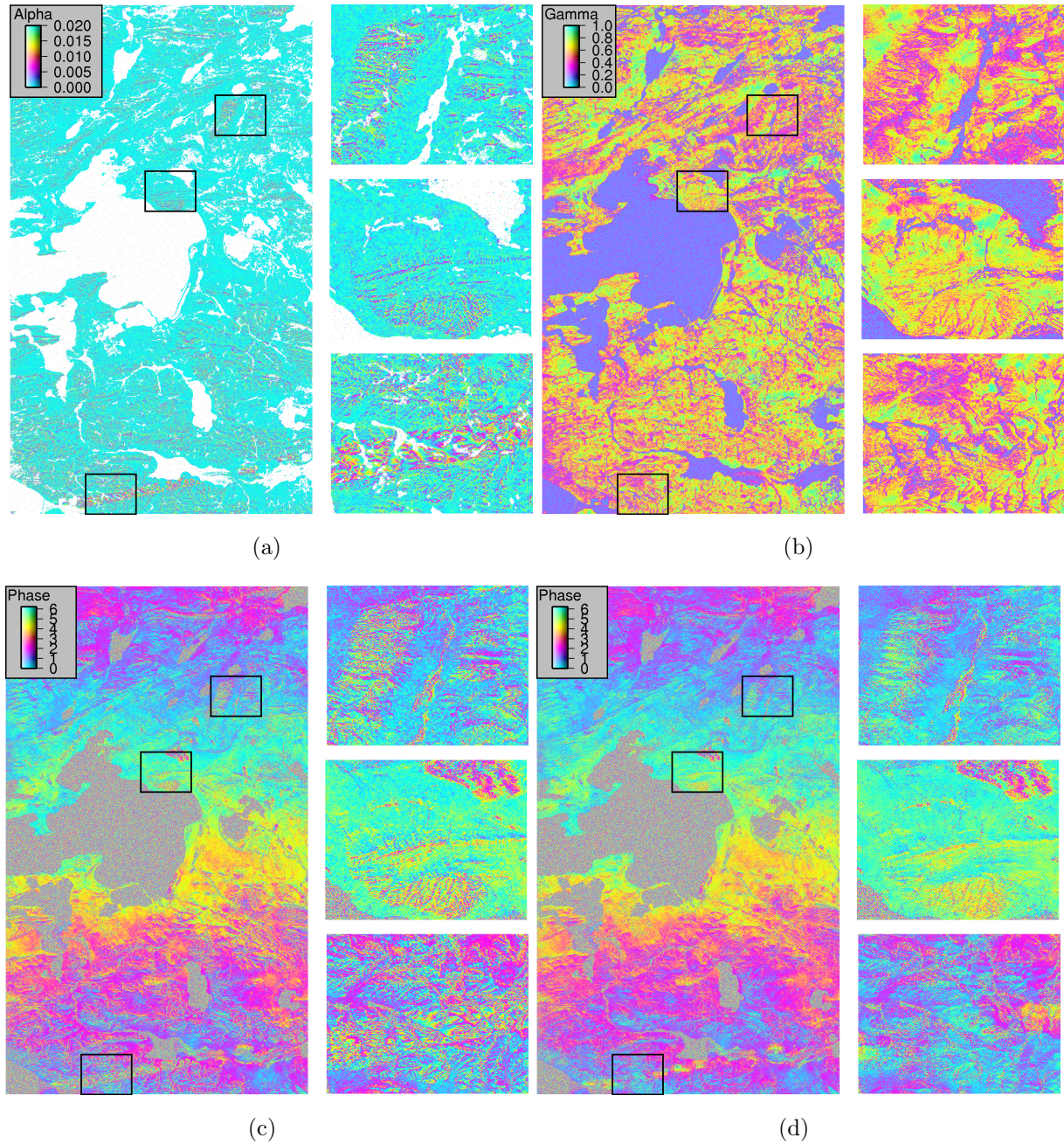


FIG. 2.17 – Correction de l'erreur de MNT autour du lac Siling Co : Cartes de coefficient de l'erreur de MNT (en rad/m) (a) et de la cohérence temporelle (b); interférogramme différentiel avant (c) et après (d) correction de l'erreur locale de MNT.

Nous avons donc appliqué les corrections topographiques sur l'ensemble des données ENVISAT de la track 219. Celles-ci ont pour but d'améliorer la cohérence et de supprimer l'effet des structures topographiques dans une zone avec un important relief.

Pour cela nous utilisons l'algorithme que nous avons développé en utilisant les 106 interférogrammes disponibles (aucun a priori sur leur décorrélation spatiale ou temporelle respective) préalablement multi-lookés d'un facteur 2. Les paramètres sont similaires à ceux listés dans la partie II.4.2.

Les résultats obtenus sont visibles dans la figure 2.17 où différents zooms nous permettent de cibler les types de corrections apportés par notre algorithme. Nous concluons ainsi que la cohérence à petite longueur d'onde est améliorée. De plus les structures topographiques, comme celle située autour du lac, sont corrigées. Enfin certaines erreurs systématiques, notamment la bande couvrant la largeur de l'interférogramme, ont été supprimées.

La correction n'est cependant pas optimale et quelques erreurs et structures persistent. Cependant nous avons utilisé l'algorithme dans une démarche automatisée et sans a priori. Ainsi, un ensemble de tests sur le jeu de paramètres ou sur le choix des interférogrammes à utiliser, pourrait permettre d'améliorer la correction topographique.

### **2.4.3 Taiwan**

#### **2.4.3.1 Topographie de la zone**

Cette partie est consacrée aux corrections topographiques le long d'une track ALOS située au Sud Est de Taiwan et dont les interférogrammes ont été générés par Johann Champenois.

Taiwan est connu comme étant une zone privilégiée pour l'étude géophysique. Cette jeune île (4 Ma) issue de la collision entre la plaque Eurasie à l'Ouest et la plaque Philippine à l'Est, est soumise en effet à une activité sismo-tectonique intense. La forte concentration de population est également à l'origine des nombreuses recherches sur l'aléa sismique dans la région. [Champenois et al., 2012] a d'abord étudié la déformation intersismique le long de la vallée longitudinale (à l'Est) qui représente une frontière tectonique majeure de la zone de collision. Les mesures de déformations suivantes concernent le Sud et l'Ouest de Taïwan, des zones majeures de la collision actuelle, lieux de structures tectoniques actives.



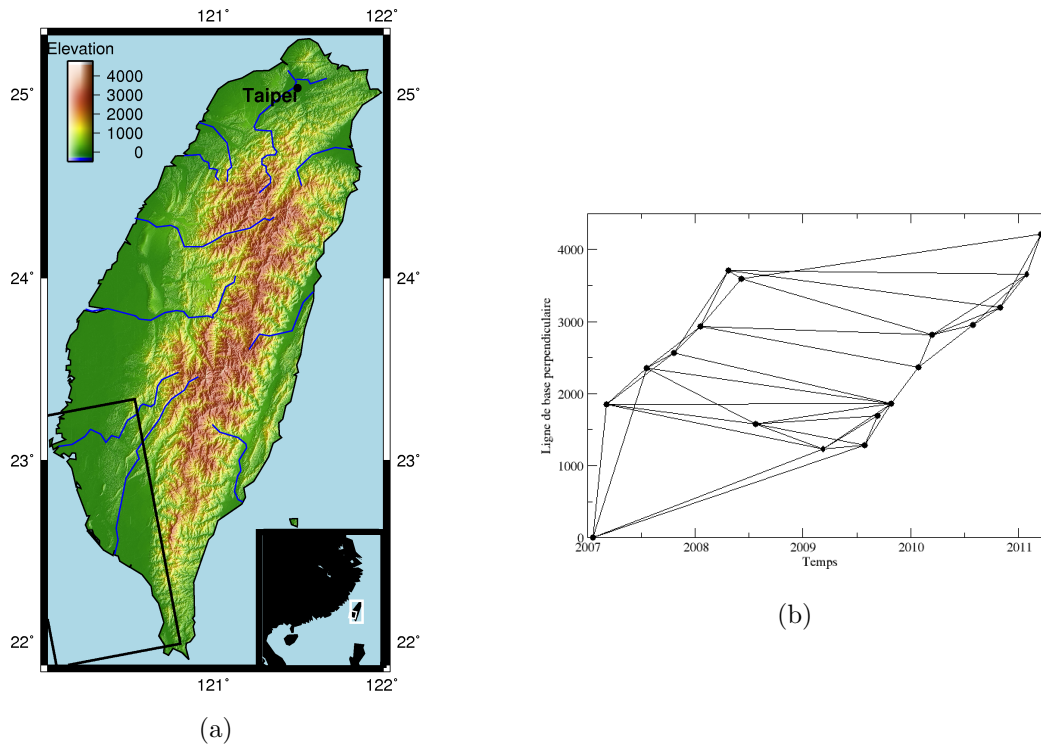


FIG. 2.18 – Localisation de la track située au Sud Est de Taiwan, représentée sur le MNT SRTM (a) et réseau d'interférogramme associé (b).

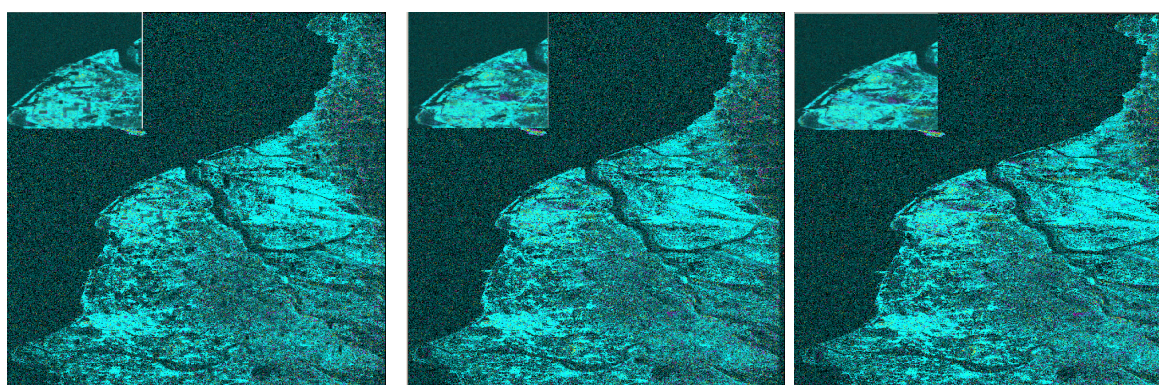
L'ensemble des données ALOS, compilées dans la Fig. 2.18a, comprennent 18 acquisitions sur la période 2007-2011. L'utilisation de données en bande L permet de diminuer la décorrélation temporelle liée à une importante végétation. De plus les effets géométriques étant fonction de la longueur d'onde d'émission, la ligne de base perpendiculaire critique est bien plus importante qu'en bande C. Ainsi, la topographie de Taiwan, à plusieurs visages, est détaillée dans la Fig. 2.18a. Elle montre en effet une géographie marquée par des plaines au pourtour de l'île et une chaîne de montagne haute et ciselée au centre, culminant à près de 4000 m.

#### 2.4.3.2 Réutilisation de la cohérence temporelle

Nous appliquons l'algorithme de correction de l'erreur MNT en utilisant l'ensemble des 46 interférogrammes de la track ALOS. Nous rappelons que les entrées de notre programme sont une série d'interférogrammes et la carte des cohérences moyennes de celle-ci. Nous avons vu précédemment que la sélection des interférogrammes les plus cohérents, s'ils étaient en nombre suffisant, permettait une amélioration des résultats de la correction topographique. Dans cette section, nous traiterons de l'impact du second paramètre d'entrée et notamment de l'utilisation de la carte de cohérence temporelle, résultat d'un premier traitement.

Le point critique pour l'algorithme que nous avons construit est la sélection des points

de référence, qui est basée normalement sur la carte de cohérence spatiale, l'algorithme choisissant les points de cohérence spatiale la plus élevée du voisinage. Cependant, deux cas peuvent se produire : (1) l'absence dans le voisinage d'une zone cohérente, (2) la présence de points brillants repérés abusivement comme stables. En effet la définition de la cohérence spatiale inclut l'amplitude du complexe : des contrastes d'amplitude trop forts entre points voisins conduisent à une surestimation de la cohérence.



(a) Entrée = carte de cohérence spatiale (35×35) (b) Entrée = carte de cohérence temporelle (50×50) (c) Entrée = carte de cohérence temporelle (60×60)

FIG. 2.19 – Carte des coefficients de l'erreur de MNT en utilisant différentes cartes de cohérence en entrée de l'algorithme (avec en "sous-couche" les cartes de cohérence).

Ainsi, dans les zones à faible cohérence, la recherche de la référence s'avère problématique et le risque est de tomber sur un pixel dont l'amplitude est élevée mais la phase totalement aléatoire. Cet effet, combiné à l'utilisation du même pixel de référence pour différentes sous-fenêtres, entraîne l'apparition de "carrés" dans la carte de correction. L'idée est alors d'utiliser la carte de cohérence temporelle, qui permet de détecter des pixels de référence beaucoup plus robustes dans les zones à faible cohérence. La taille de la fenêtre glissante utilisée est également un paramètre important puisqu'elle correspond à la taille des structures topographiques. Cependant leur taille contraint également la recherche des références.

Nous comparons dans la Fig.2.19 les cartes de correction de l'erreur de MNT en fonction de la carte de cohérence utilisée en entrée. On constate ainsi la présence de "carrés" dont la taille est celle des fenêtres utilisées, avec la carte de cohérence spatiale. Ce phénomène est largement réduit après le nouveau lancement de l'algorithme en utilisant cette fois la carte de cohérence temporelle, avec une fenêtre de taille plus importante. Enfin l'utilisation à nouveau de la cohérence temporelle avec une fenêtre plus large encore, nettoie la carte de



correction et on note des détails plus précis.

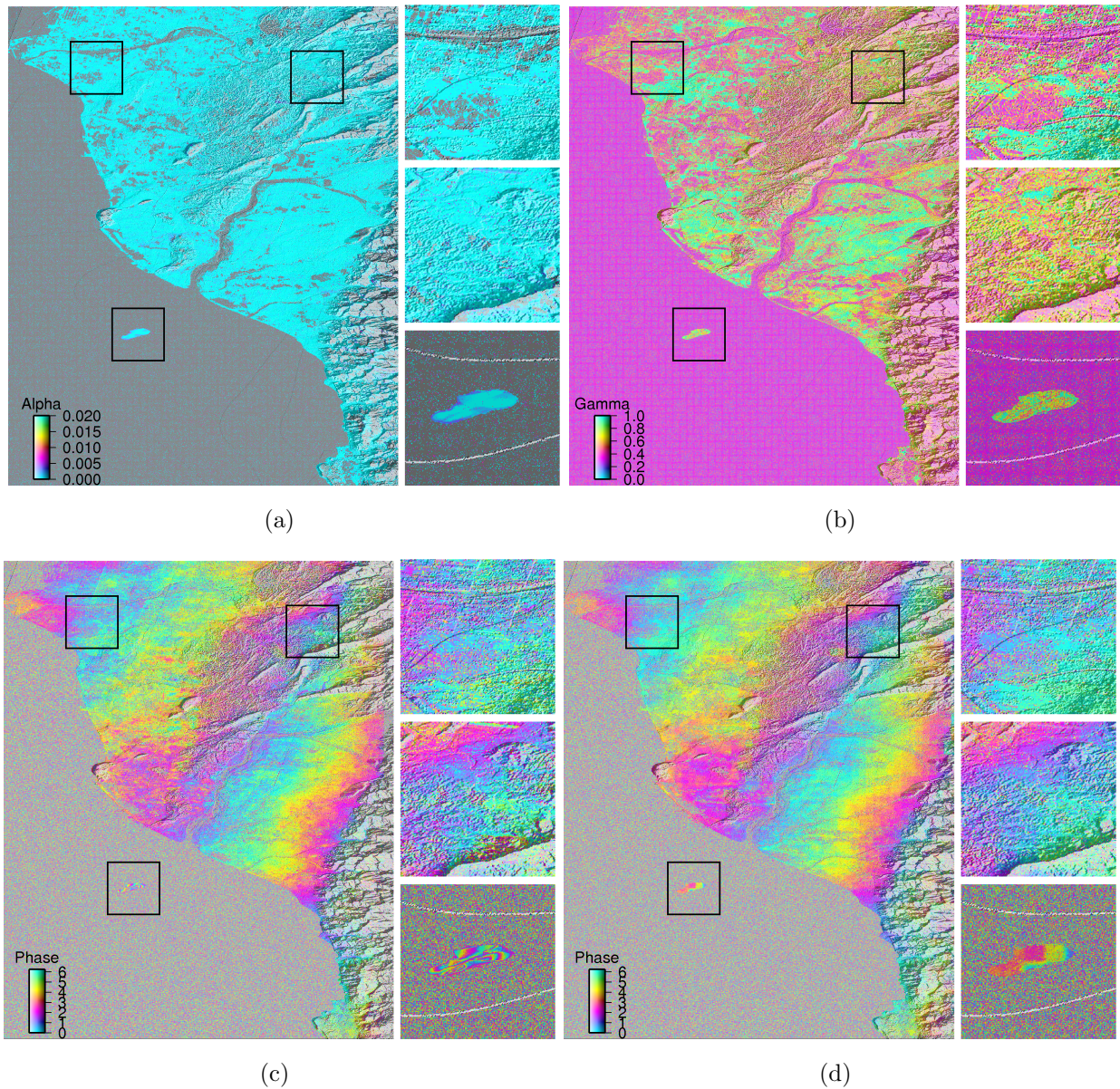


FIG. 2.20 – Résultats de la correction d'erreur de MNT au Sud Ouest de Taïwan : cartes de coefficient de l'erreur de MNT (en rad/m) (b) et de la cohérence temporelle ; interférogramme différentiel avant (c) et après (d) correction de l'erreur locale de MNT.

Ces observations ouvrent des perspectives d'amélioration de l'algorithme de correction de MNT en travaillant sur la sélection initiale des pixels de référence (en modifiant la définition de la cohérence spatiale), puis en itérant cette sélection grâce à la cohérence temporelle.



### 2.4.3.3 Conclusions sur la correction

Nous avons vu l'apport de l'utilisation de la carte de cohérence temporelle pour la génération de la carte de correction de l'erreur de MNT, ce qui nécessite de relancer une à plusieurs fois notre algorithme. En ce qui concerne la zone d'étude au Sud Ouest de Taïwan, ce processus est relativement rapide étant donné les petites dimensions de la track utilisée (environ  $2500 \times 2500$  pixels).

Les résultats obtenus sont visibles sur la Fig. 2.20 avec les sorties de l'algorithme, carte de correction et carte de cohérence temporelle, et un interférogramme à grande ligne de base perpendiculaire avant et après correction. Nous avons agrandi une nouvelle fois trois régions particulièrement représentatives des corrections topographiques de la track. Nous notons la diminution de la variabilité de la phase à petite longueur d'onde et la correction de plusieurs structures topographiques.

De plus, certaines zones ne sont pas couvertes par le MNT SRTM, comme l'île montrée dans notre troisième exemple. Le relief crée ainsi des franges d'interférences qui représentent les lignes de niveaux topographiques. On remarque que ces franges disparaissent après correction, ce qui valide l'utilisation de l'algorithme.

### 2.4.3.4 Visualisation des corrections sur Taïwan

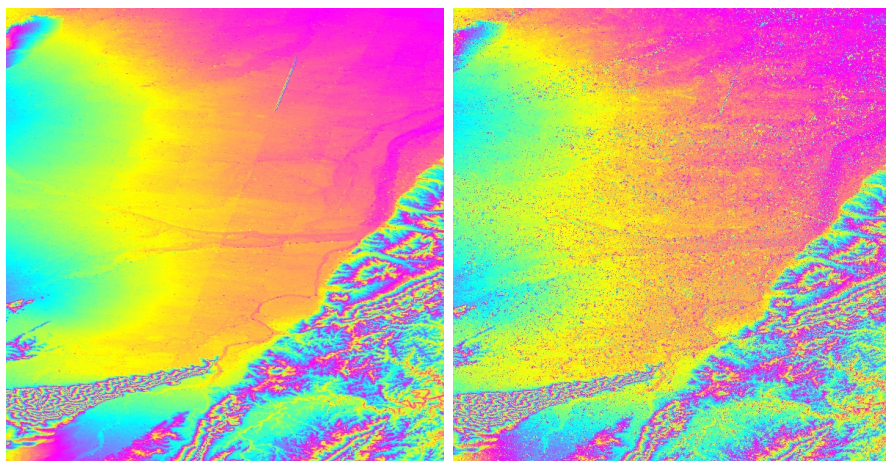


FIG. 2.21 – Comparaison du MNT avant et après correction de l'erreur topographique (zoom). Chaque frange de couleur représente une marche topographique de 100 m (à noter que le SRTM est généré en bande C, donc en se limitant à la canopée, tandis que les données de Taiwan sont en bande L, avec un centre de phase plus bas).

Dans cette partie, nous nous intéressons tout d'abord à l'effet de notre correction sur le modèle numérique de terrain puis nous comparons les corrections de l'erreur de MNT, avec



des images issues de google earth afin de caractériser et de valider notre outil.

La Fig. 2.21 montre ainsi la comparaison entre le MNT original et le MNT corrigé par notre algorithme. On observe qu'il y a un grain supplémentaire lié à la correction. On suppose que deux causes peuvent être à l'origine de ce phénomène :

- Soit il s'agit d'un ajout de bruit haute fréquence. Dans ce cas notre filtre qui est censé éliminer les "mauvaises corrections" du MNT n'est sans doute pas assez fort.
- Soit le MNT de départ était trop "lisse" (étant un modèle de surface) et ne correspond pas à la réalité du terrain.

A priori il est possible que ce soit la conjugaison de ces deux hypothèses qui produise cet effet semblant bruite le MNT. On observe également que les bandes obliques correspondant à la juxtaposition de cartes de DEMs locales ont disparu.



FIG. 2.22 – Carte de cohérence temporelle et image google earth associée. La carte de cohérence est une information sur la fiabilité de la correction employée. Les zones sombres correspondent à des régions de faible cohérence tandis que les zones claires sont elles des régions à forte cohérence. À noter que l'emprise google-earth n'est pas exactement identique à l'image radar.

Le filtre que nous utilisons est fonction de la cohérence temporelle qui représente une des sorties de notre algorithme. La Fig. 2.22 nous renseigne sur le type de structure ayant une forte cohérence. Ainsi les lignes correspondent à des limites de bassins de pisciculture, de routes, de ponts, de digues etc... L'information apportée par l'interférométrie radar dans ces zones de type semi-urbain est donc très hétérogène. L'intérêt de ces cartes de cohérence sera donc de filtrer (conserver ou pondérer) les pixels cohérents entourés de bruit.

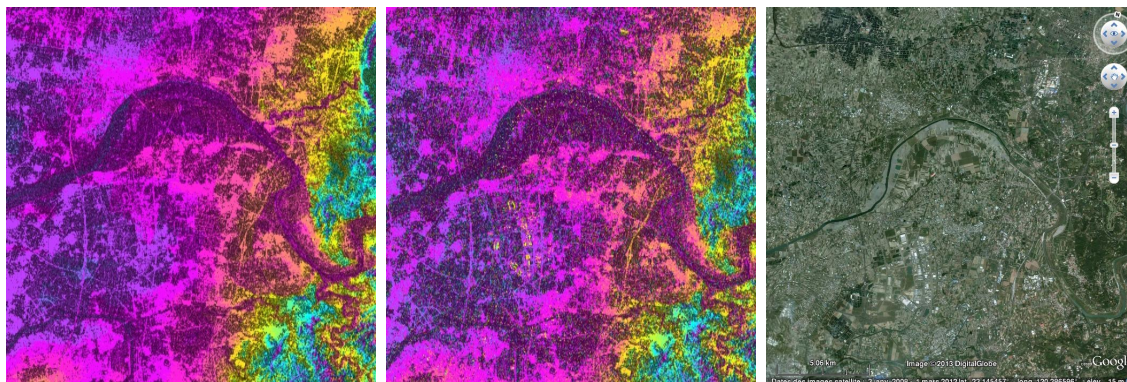


FIG. 2.23 – Comparaison entre le MNT original (à gauche), corrigé (au centre) et l'image google earth (à droite) correspondante. À noter que l'emprise google-earth n'est pas exactement identique à l'image radar.

La Fig. 2.23 nous permet de comparer les MNT avant et après correction. On remarque des anomalies de hauteurs dans la carte de MNT après correction qui sont identifiées grâce à une information "terrain" extraite des images google earth Fig. 2.24 . Ces exemples couvrent plusieurs zones :

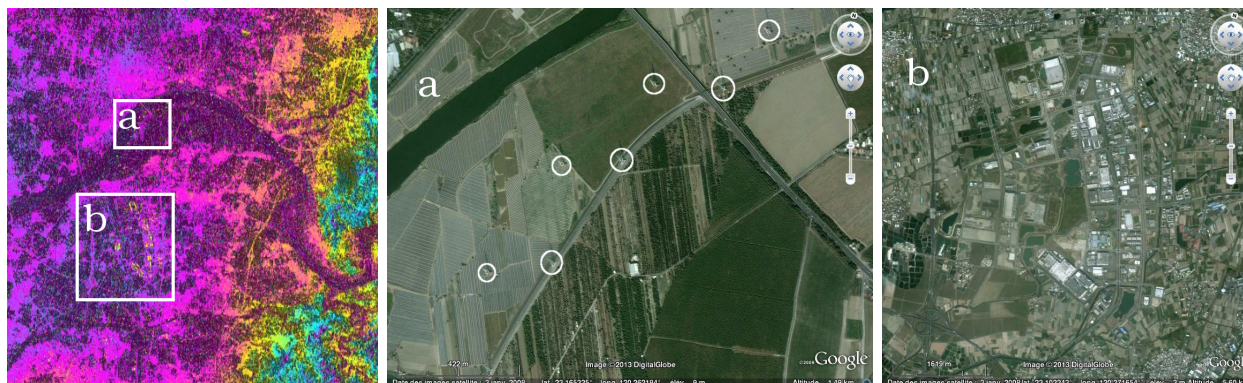


FIG. 2.24 – Représentation des corrections d'erreur de MNT. Les images google earth (a et b) permettent de visualiser les anomalies de hauteur issues du MNT corrigé (à gauche).

- Autour d'un méandre tout d'abord (2.24 a), l'examen de l'image optique montre que les points cohérents ayant une altitude forte sur la correction de MNT sont des pylônes électriques. Chaque pylône correspond à environ trois pixels dans l'image radar multi-vue traitée, dont l'altitude croît en se rapprochant du radar d'environ 50 m.

- De façon similaire les bâtiments de la zone industrielle (2.24 b), plus localisés, ressortent

avec une anomalie de hauteur positive sur le MNT corrigé.

On peut conclure de cette comparaison entre la correction de l'erreur de MNT et les images optiques, que l'on corrige correctement les artefacts de hauteur dans l'ensemble des environnements pris en exemple. Cependant on peut produire du bruit haute fréquence, ce qui renforce l'intérêt de l'utilisation d'un seuillage ou d'un filtrage adaptatif suffisamment fort et basé sur la cohérence temporelle. Cette dernière est du reste un bon outil pour détecter des lignes ou des points stables isolés dans du bruit. On pourrait alors utiliser cette cohérence pour rajouter un poids plus important sur la phase portée par ces objets lors du filtrage des interférogrammes. Enfin la correction de MNT sur ces structures peut être importante et elle est ainsi nécessaire à l'exploitation de la phase.

Une perspective de cette étude serait donc d'utiliser une méthode mixte entre PS (aspect ponctuel) et SBAS (basée sur le filtrage spatial) avec un filtre sur la phase interférométrique adapté à la cohérence temporelle.

## 2.4.4 Le Chili

### 2.4.4.1 Zone d'étude

Nous appliquons enfin les corrections topographiques aux 4 tracks correspondantes à notre zone d'étude au Nord Chili. Celles-ci possèdent des spécificités qui tiennent compte principalement de la configuration de leur jeux de données respectifs.

TAB. 2.2 – Récapitulatif des données utilisées pour les corrections topographiques

Paramètres des interf.	Track 53	Track 96	Track 282	Track 325
<i>Nombre</i>	57	55	11	94
<i>Taille</i>	$\bar{x} = 8144$ pix $\sigma_x = 1779$ pix	$\bar{x} = 5647$ pix $\sigma_x = 1134$ pix	$\bar{x} = 9841$ pix $\sigma_x = 267$ pix	$\bar{x} = 7379$ pix $\sigma_x = 2330$ pix
<i>B<sub>temp</sub></i>	$\bar{x} = 735$ jrs $\sigma_x = 616$ jrs	$\bar{x} = 711$ jrs $\sigma_x = 480$ jrs	$\bar{x} = 685$ jrs $\sigma_x = 636$ jrs	$\bar{x} = 854$ jrs $\sigma_x = 626$ jrs
<i>B<sub>perp</sub></i>	$\bar{x} = 267$ m $\sigma_x = 145$ m	$\bar{x} = 286$ m $\sigma_x = 169$ m	$\bar{x} = 268$ m $\sigma_x = 164$ m	$\bar{x} = 283$ m $\sigma_x = 164$ m

Pour cela nous avons tracé dans la Fig.2.25 les réseaux interférométriques des tracks 53,96,282 et 325 du Chili. Chaque interférogramme est représenté par sa ligne de base temporelle en fonction de sa ligne de base perpendiculaire. Ainsi, afin de définir une carte précise



de l'erreur de MNT, le jeu de données idéal comprend des interférogrammes cohérents, donc avec une faible ligne de base temporelle, formant une large gamme de ligne de base perpendiculaire. Sur chaque graphique une ellipse entoure les interférogrammes répondant à ces critères. Cependant, ces derniers sont en trop faible nombre pour n'utiliser que cette sélection.

Le tableau 2.2 résume les caractéristiques de chaque jeu de données. Le nombre d'interférogrammes est un des paramètres critiques de notre algorithme puisque la précision de la correction augmente en fonction de ce facteur. Dans la même optique, nous avons également indiqué la longueur des interférogrammes coregistrés. En effet, plusieurs images étant incomplètes, certaines régions peuvent apparaître avec une résolution dégradée dans la carte des coefficients de l'erreur de MNT.

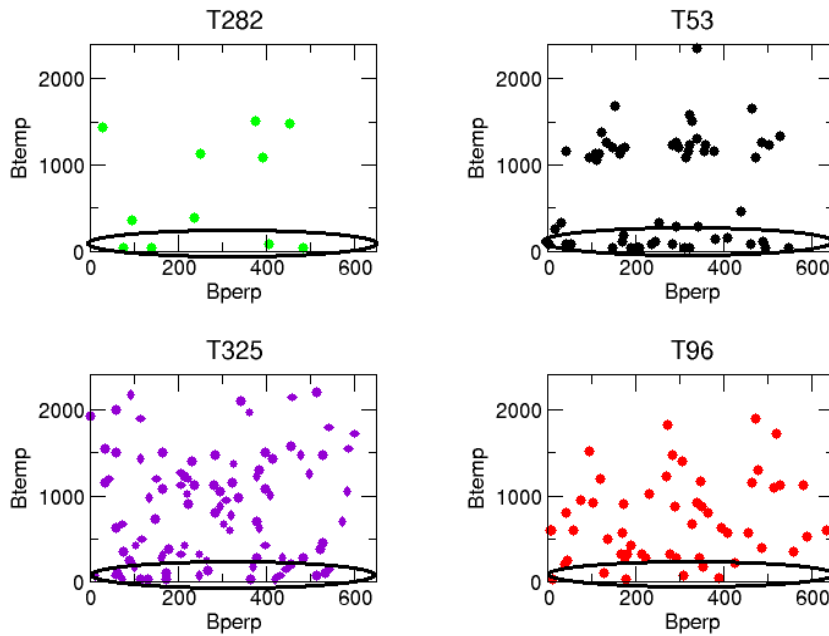


FIG. 2.25 – Interférogrammes générés pour les 4 tracks du Chili représentés par leur ligne de base temporelle en fonction de leur ligne de base perpendiculaire.

#### 2.4.4.2 Résultats sur l'ensemble des tracks

Cette section présente différents résultats obtenus sur les 4 tracks ENVISAT du Chili (cf Fig. ??). La Fig. 2.26 rassemble ainsi plusieurs exemples comprenant les cartes de correction de l'erreur de MNT, les cartes de cohérences temporelles et une sélection d'interférogrammes avant et après correction.



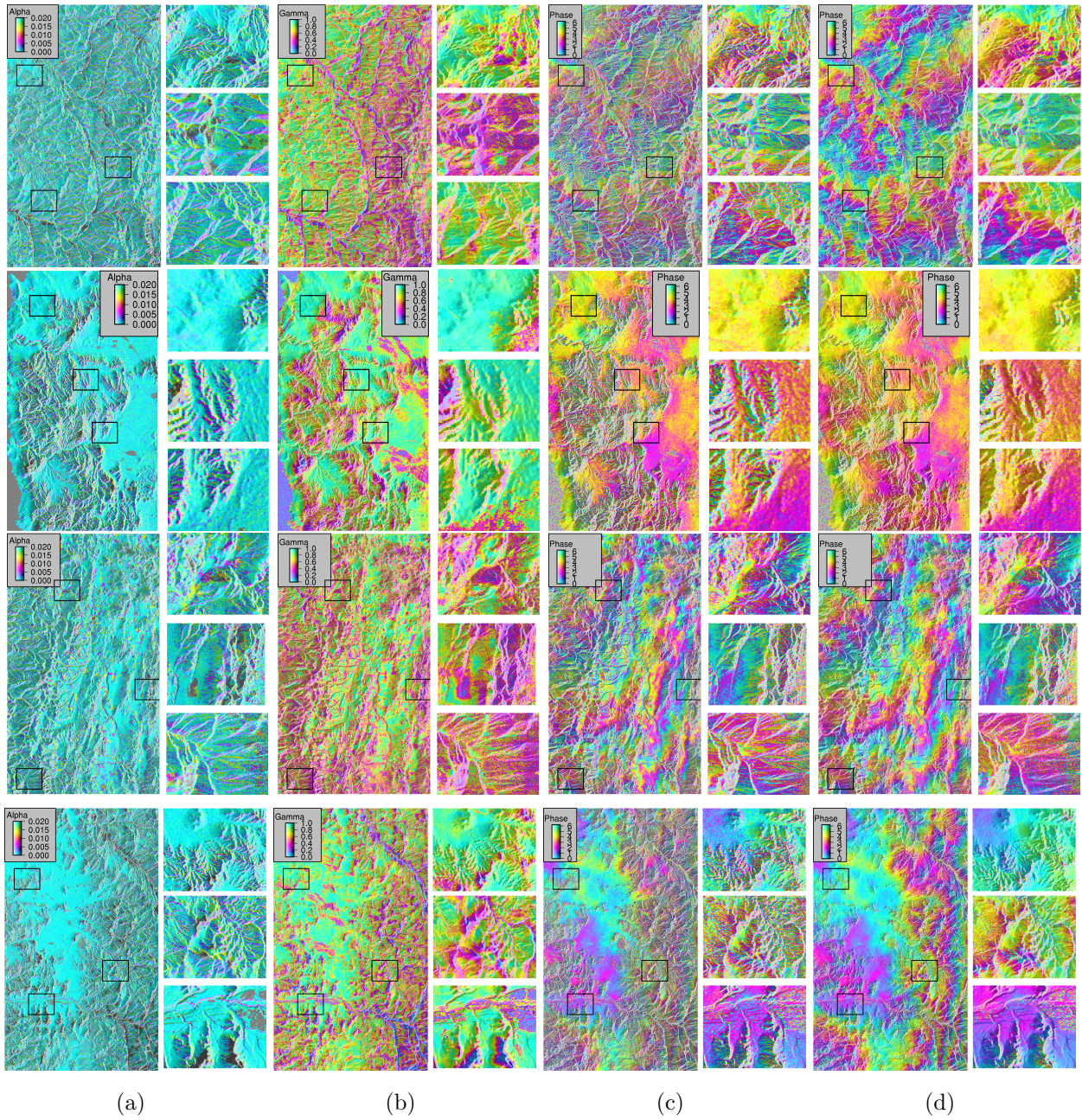


FIG. 2.26 – Résultat des corrections topographiques pour les tracks ENVISAT traitées au Chili avec de haut en bas les tracks 53,96,282 et 325. La colonne (a) représente les cartes de coefficient de l'erreur de MNT, la colonne (b) les cartes de cohérences temporelles et les colonnes (c) et (d) respectivement des exemples d'interférogrammes avant et après correction de l'erreur de MNT.

La track 96 tout d'abord, très étroite, est la plus proche de la côte pacifique. Le nombre d'interférogrammes, supérieur à 50, et leur bonne répartition dans le réseau interférométrique, permet une correction précise des erreurs de MNT. Cependant la partie autour

de la Serena, est relativement moins bien définie, la majorité des acquisitions n'étant pas complète.

La track 325 possède un nombre important d'interférogrammes, au nombre de 94, permettant également une correction topographique suffisamment résolue. La partie sud présente une perte de cohérence temporelle due à la présence du séisme du Maule sur les images post 2010.

La track 53 se situe en grande partie dans les terres et notamment dans la partie centrale de la chaîne andine. Elle est également soumise au Sud aux déformations du séisme du Maule, ce qui limite les corrections topographiques.

La track 282 enfin ne comprend qu'un très faible nombre de données, 7 images formant 11 interférogrammes. La détermination de l'erreur locale de MNT ne peut alors se baser sur des pixels de référence robustes et sur un nombre suffisant de pixels.

## **2.5 Conclusion sur les apports des corrections topographiques**

### **2.5.1 Apports des corrections**

Ce chapitre a ainsi été consacré aux corrections topographiques que nous avons développées et appliquées dans le but d'améliorer la cohérence interférométrique. Pour cela deux étapes ont été nécessaires : il s'agit de la correction des zones de layover durant la génération de la simulation du MNT en géométrie radar, puis de l'estimation de l'erreur de MNT en utilisant une série d'interférogrammes.

L'effet de layover est un effet géométrique lors de l'acquisition radar. La résolution de cet artefact est rendue possible en sur-échantillonnant dans un premier temps le MNT SRTM, puis en sélectionnant les points les plus bas pour remplir la simulation de topographie en géométrie radar. La zone d'étude est définie dans une région montagneuse, autour du lac de Serre Ponçon. La largeur des zones de layover est réduite après l'application de notre méthode. Cependant, il se forme des franges d'interférence là où la phase était aléatoire.

Le MNT SRTM est résolu à environ 90 mètres ce qui peut être problématique lorsque l'on utilise de grandes lignes de bases perpendiculaires. En effet les effets topographiques sont alors non négligeables et brulent le signal. Pour résoudre ce problème nous avons développé un algorithme automatique qui traite une série d'interférogrammes enroulés pour améliorer l'étape de déroulement de la phase. Le procédé de correction est local et s'effectue selon différentes étapes. Une première estimation des coefficients d'erreur de MNT est



réalisée dans des sous-fenêtres se chevauchant, en utilisant des pixels de référence (choisis selon l'amplitude de leur cohérence spatiale). Puis un affinage de ces valeurs est obtenu par inversion en moindres carrés puis en inversion temporelle. Enfin l'ensemble des fenêtres sont raccordés et on effectue un filtrage selon la carte de cohérence temporelle, l'une des sorties de l'algorithme. Nous avons utilisé ce procédé avec succès pour de nombreuses zones d'études dont les reliefs sont particulièrement accidentés (Chili, Tibet, Taïwan etc.).

### 2.5.2 Perspectives

Les résultats obtenus sur les corrections topographiques sont particulièrement importants compte tenu de la facilité d'implémentation de nos méthodes et de leur rapidité. Cependant il reste encore plusieurs pistes à explorer afin de rendre la méthode encore plus robuste et d'obtenir de meilleurs résultats.

Un des avantages de notre procédé réside en l'absence d'a priori sur les données traitées. Cependant nous avons également pu noter l'importance des paramètres d'entrée. Ainsi, l'une des améliorations possibles serait une étude préalable et automatique du réseau d'interférogrammes utilisés. Si l'on peut d'ores et déjà seuiliser les lignes de bases des interférogrammes, l'on pourrait déterminer le jeu de données optimal (par rapport au nombre d'interférogrammes et à leur qualité) pour la détermination de l'erreur de MNT.

De plus, si l'apport de l'inversion en moindres carrés permet un raffinement de l'estimation du coefficient de l'erreur de MNT, l'inversion temporelle, pour l'instant, semble ne pas apporter d'amélioration significative. Une étude plus approfondie de ce module pourrait permettre d'affiner le calcul de l'erreur topographique.

L'utilisation de la carte de cohérence temporelle pour relancer l'algorithme de correction a permis de résoudre certains problèmes inhérents aux données (dont la présence de "car-rés"). L'implémentation de cette méthode pourrait ainsi permettre, pour l'ensemble des jeux de données, une estimation plus fine de l'erreur de MNT, notamment dans les régions de cohérences faibles.





# État de l'art : déformation de surface et géodésie au Chili

---

## Sommaire

---

<b>3.1</b>	<b>Subduction et cycle sismique au Chili</b>	<b>102</b>
3.1.1	Contexte général	102
3.1.2	La subduction chilienne	104
3.1.2.1	Modèle général	104
3.1.2.2	Cinématique	106
3.1.3	Sismotectonique	108
3.1.3.1	Cycle sismique et modèle de back-slip	108
3.1.3.2	Sismicité	109
3.1.3.3	Segmentation de la subduction chilienne	112
3.1.4	Le couplage au Chili	114
3.1.4.1	Comportement mécanique	114
3.1.4.2	Définition du couplage	115
3.1.4.3	Des zones aux comportements particuliers	117
3.1.5	Présentation de la zone du petit Nord	119
3.1.5.1	Définition	119
3.1.5.2	Propriétés spécifiques	121
<b>3.2</b>	<b>Données géodésiques</b>	<b>122</b>
3.2.1	GPS	122
3.2.1.1	Généralités sur le GPS	122
3.2.1.2	Données GPS	124
3.2.2	L'InSAR au Chili	126
3.2.3	Données radar disponibles	128
3.2.3.1	Problématique sur la demande des données	128
3.2.3.2	Tracks ERS & ENVISAT	130
3.2.4	Conclusion sur le jeu de données	133
<b>3.3</b>	<b>Conclusions</b>	<b>134</b>

---

## 3.1 Subduction et cycle sismique au Chili

### 3.1.1 Contexte général

J'ai choisi dans ce chapitre de rappeler, dans un premier temps, les contextes géologiques, géométriques et sismotectoniques des zones de subduction en général et de la subduction Chilienne en particulier. Puis, je présenterai succinctement la zone d'intérêt, située dans le "petit Nord", que nous avons choisie pour cette étude. Je détaillerai aussi les données GPS existantes (en cours de traitement et publication par Marianne Métois et al.) ainsi que les jeux de données SAR disponibles sur cette zone. La méthodologie que nous avons suivie pour son exploitation (j'illustrerai mon propos par le biais de la track 96). Enfin, nous concluons par l'analyse des stacks obtenus sur l'ensemble des tracks, ce qui nous permettra d'introduire les différentes applications des chapitres suivants.

Mais avant tout cela, remontons quelque peu le temps pour en venir aux origines de l'étude de la tectonique des plaques. Jusqu'à la fin du XIX<sup>ème</sup> siècle, si l'existence passée d'un continent unique commence à germer, eu égard notamment à l'observation de la ressemblance des côtes, leur séparation n'est généralement pas interprétée comme le résultat d'une translation des continents, mais plutôt celui d'un effondrement induisant la formation d'un océan. C'est alors que [Wegener, 2002] (traduction d'une publication datant de 1912), climatologue de formation, au début du XX<sup>ème</sup> siècle, rassemble des indices issus de plusieurs disciplines, pour appuyer l'hypothèse d'une dérive des continents. Cette théorie, dans un premier temps très controversée, se heurte à plusieurs problématiques et principalement à la détermination du "moteur" à l'origine de ces mouvements. [Holmes, 1931] propose quelques années plus tard ses travaux sur la convection mantellique. Par la suite, les différents modèles de convection, associés à la cartographie de la sismicité par [Gutenberg et Richter, 1954], à la répartition de ces séismes sur un plan incliné par, entre autres [Benioff, 1954], et au développement de l'océanographie après la fin de la seconde guerre mondiale, conduisent à la naissance de la tectonique des plaques. Celle-ci fut formalisée il y a moins d'une cinquantaine d'années par [McKenzie et Parker, 1967, Morgan, 1968, Le Pichon, 1968]. Actuellement, c'est le modèle NUVEL-1A, constitué de 16 plaques (12 plaques majeures et l'ajout de 4 blocs) et développé par [DeMets et al., 1994] (révision du modèle défini dans [DeMets et al., 1990]), qui fait office de référence. Ce dernier a été étendu il y a peu par un modèle à 25 plaques [DeMets et al., 2010].

La tectonique des plaques peut être résumée comme le "flottement" de fragments rigides, au premier ordre, de lithosphère sur l'asthénosphère, provoquée par les mouvements de convection du manteau. Les plaques se déplaçant selon des directions différentes les unes des autres, des zones de divergence, de convergence ou de coulissage sont rendues possibles et

sont à l'origine d'activités géologiques intenses. En effet, les contraintes appliquées au niveau des frontières des plaques entraînent, de façon indirecte, la formation de la majeure partie des volcans émergés et sont le lieu de près de 90% des séismes. Les zones de divergences se définissent par l'éloignement de deux plaques, formant ainsi une ride océanique ou dorsale, où se forme la croûte océanique. Les phénomènes de convergence quant à eux sont divisibles en deux catégories : les zones de subduction où une plaque plonge sous une autre moins dense et les zones de collision où deux plaques continentales se rencontrent pour former une chaîne de montagnes. Enfin le coulisage consiste en un frottement latéral entre deux plaques, le long de failles, créant de violents séismes. La limite de plaques étant définie par rapport aux régions de déformation, leur nombre n'est pas arrêté. C'est pourquoi si les plaques "océaniques" sont aisément identifiables car clairement rigides, les plaques "continentales", elles, peuvent être vues comme une multitude de micro-plaques.

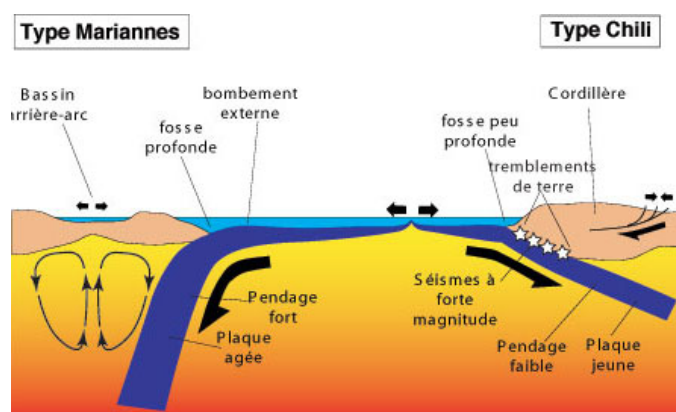


FIG. 3.1 – Représentation schématique des subductions de Types Mariannes et de Types Chiliennes montrant leurs différences fondamentales en terme de géométrie et de compositions engendrant des comportements particuliers (crédit : CNRS).

Durant cette thèse nous nous sommes intéressés aux zones de subduction. Depuis [Uyeda, 1984], on a l'habitude de les départager en deux catégories distinctes qui sont les subductions "forcées", de type Chili et les subductions spontanées, de type Marianne. La subduction du Chili provient de la convergence d'une plaque océanique (jeune et chaude) et d'une plaque continentale (comme plus de 2/3 des zones de subduction). Le pendage est faible, le plan de Wadati-Benioff, caractérisant la position des foyers de séismes, peu incliné, et l'activité sismique est intense. La subduction des Mariannes provient elle de la convergence de deux plaques océaniques (qui représentent 15% du nombre des subductions) et se définit par une plaque plongeante âgée, un pendage fort et une activité volcanique intense. Cependant ces deux types de subduction ne sont pas forcément représentatifs et [Lallemant et al., 2005]

ont proposé une alternative de classification en fonction de la compression ou de l'extension de la plaque supérieure.

### **3.1.2 La subduction chilienne**

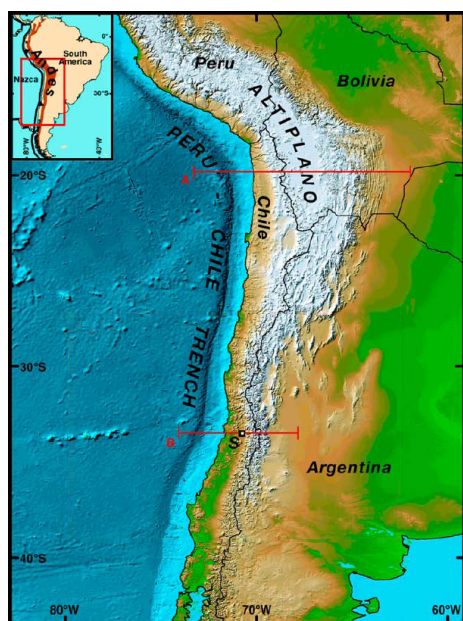
#### **3.1.2.1 Modèle général**

Intéressons-nous maintenant plus particulièrement à la subduction chilienne, dont nous avons rappelé brièvement les principales caractéristiques, et qui sera le cadre de notre étude. Il est certain que l'étude complète de la marge andine constituerait en elle même une étude approfondie. Nous proposons ici d'effleurer simplement ce vaste sujet en explicitant les principaux marqueurs géologiques et morphologiques associés à cette zone de convergence. Ces marqueurs peuvent être d'ordre topographique, magmatique, thermique, sismique ou tectonique.

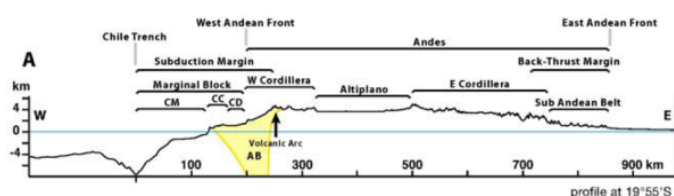
Les limites de plaques tectoniques sont le lieu de déformations majeures et à l'origine de la formation des grandes chaînes de montagne. La Cordillère des Andes présente ainsi un exemple particulier de chaîne de subduction. Cette dernière est marquée par une variation structurale Nord-Sud et Est-Ouest, son orogénèse étant contrôlée par deux structures compressives : la subduction à l'Ouest et des chevauchements à l'Est pouvant créer un doublement de l'épaisseur crustale. La Fig. 3.2 nous montre l'amincissement de la chaîne du Nord, avec la présence de l'Altiplano, à 4000m d'altitude, jusqu'au Sud. Le taux de raccourcissement à l'origine de l'épaississement crustal est cependant un objet de débat [Kley et Monaldi, 1998] et les vitesses peuvent varier de 5 à 25 mm/an selon les études. Les variations latérales structurales des Andes sont également discutées et notamment le rôle de l'avant arc sur la formation de l'Altiplano [Tassara, 2005], ou celui des dimensions du panneau plongeant (slab) sur l'évolution et la courbure de la subduction [Schellart et al., 2007]. On constate enfin un fort relief négatif à proximité de la côte, la fosse Pérou-Chili pouvant atteindre jusqu'à 8000 m de profondeur.

La convergence entraîne également la création d'un arc volcanique continental, constitué de volcans "gris" pour les zones de subduction. Ainsi on dénombre pas moins d'une centaine de grands strato-volcans actifs ou potentiellement actifs au Chili, faisant partie de la grande ceinture de feu du Pacifique (qui regroupe 90% des volcans actifs sur Terre). L'arc volcanique au Chili est composé des segments établis pour la zone volcanique andine : la partie Sud de la CVZ (Central Volcanic Zone), la SVZ (Southern Volcanic Zone) entre Santiago et la région d'Aysen, et la AVZ (Austral Volcanic Zone) qui court jusqu'à la Terre de feu. Entre ces différents segments on dénote des gaps volcaniques dont celui du petit Nord (entre 27°S et 33°S) qui peut être expliqué par la zone dite

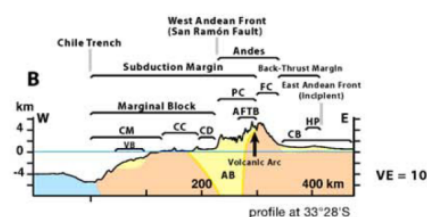
de "flat slab" (pendage  $<10^\circ$ ) décrite notamment dans [Hoffmann-Rothe et al., 2006]. Récemment [Contreras-Reyes et al., 2012] ont montré que cette géométrie du slab pouvait se complexifier avec des ruptures de pentes abruptes autour de 20 km de profondeur. Une des thèses proposées dans la construction de cette géométrie plane repose sur l'hypothèse d'une hydratation préalable et d'un affaiblissement mécanique de la plaque Nazca créant son étirement et son aplatissement [Gerbault et al., 2009].



(a)



(b) Section A



(c) Section B

FIG. 3.2 – Topographie et géologie de la subduction centre chilienne modifiée d'après [Armijo et al., 2010] mettant en évidence les variations de structures de la chaîne andine. La Section A est faite au niveau de l'Altiplano et s'étend sur près de 1000 km de large tandis que la Section B montre l'aminçissement latéral de la cordillère.

Les zones de subduction se caractérisent également par une double anomalie thermique : négative au niveau de la fosse, due à l'enfoncement de la plaque plongeante froide, et positive au niveau de la remontée magmatique. La fusion partielle du manteau, à l'origine du magma, est rendue possible par la présence d'eau (qui modifie le diagramme de phase des péridotites). Cette dernière provient de la déshydratation, par métamorphisme, des gabbros de la plaque océanique. [Hyndman et al., 1997] supposent que le régime thermique associé au slab contrôlerait les limites basse et profonde de la zone sismogénique, zone où se produisent la plupart des séismes. Au niveau du Chili, l'hétérogénéité de la géométrie de la subduction, impliquant également une variabilité des isothermes du slab, pourrait ainsi modifier la lar-

geur de cette zone dite "bloquée" [Gutscher, 2002].

C'est donc à cette interface, où les contraintes de la subduction sont les plus fortes, que se produisent les séismes les plus violents, qualifiés d'interplaques. Les séismes intraplaques sont, quant à eux, situés à l'intérieur des plaques tectoniques. L'étude des séismes de subduction, en utilisant leur localisation et leur mécanisme au foyer, permet de contraindre la géométrie de la zone de Wadati-Benioff et donc de modéliser l'inclinaison de la plaque subductante. L'étude de [Cahill et Isacks, 1992] par ces méthodes, conduit à un pendage de l'ordre de  $30^\circ$  le long du Chili excepté dans la région entre  $28^\circ\text{S}$  et  $32^\circ\text{S}$  où celui-ci s'horizontalise graduellement. De plus, un changement de forme apparaît dans cette zone, puisque la courbure devient concave en surface.

On note enfin les marqueurs tectoniques qui se matérialisent au niveau des Andes par un ensemble de plis et de chevauchements. Ces différentes structures sont globalement perpendiculaires à la direction de convergence et témoignent du raccourcissement de la marge. L'obliquité de la convergence explique également la présence de failles décrochantes généralement dextres au Nord de l'Altiplano et sénestres au Sud. Dans les zones avant arc, l'accumulation de sédiments est à la base de structures tectoniques particulières. Dans le cas où le pendage est faible, la marge est en érosion et le matériel s'accumule sous la plaque continentale. À l'inverse, lorsque la pente augmente, un prisme d'accrétion peut se former. Dans le cas de la marge Chilienne, [Sick et al., 2006] montrent les variations de structures le long de la subduction au travers d'un exemple d'érosion au Nord (entre  $19$  et  $26^\circ\text{S}$ ) et d'accrétion au Sud (entre  $36$  et  $40^\circ\text{S}$ ).

### 3.1.2.2 Cinématique

La cinématique des plaques est une science qui a pour but de quantifier les mouvements passés et actuels à la surface du globe. La qualité de cette mesure est cependant fortement dépendante de l'époque considérée. Je me contenterai, ici, de décrire succinctement les méthodes de calcul de vitesse moyennée sur des temps relativement courts à l'échelle géologique (quelques millions d'années), en utilisant des données océaniques. Nous verrons par la suite les calculs de vitesses instantanées en utilisant des outils géodésiques. Je discuterai également des principaux modèles globaux et de leur utilisation comme systèmes de références (les vitesses des mesures étant relatives par rapport à des points considérés comme étant fixes). De plus, notons que plusieurs approximations sont nécessaires et notamment l'hypothèse de la rigidité des plaques, ainsi que la faible épaisseur supposée de leur frontière.

Avant l'arrivée de la géodésie, la méthode classique, permettant la mesure de vitesse des plaques, consistait en l'étude des indices de leurs mouvements par l'observation des rides océaniques. En effet, le marquage des anomalies magnétiques de part et d'autre des dor-



sales, nous permet de calculer des vitesses d'ouverture moyennées sur l'âge des anomalies considérées. Cependant, dans les zones où cette ouverture est lente, certaines anomalies se confondent. Par souci d'homogénéité des données, on remonte généralement le temps jusqu'à 2 à 3 millions d'années. De plus, la géométrie des failles transformantes permet de remonter au pôle de rotation du mouvement de chaque plaque. Plusieurs méthodes ont été proposées pour déterminer les systèmes de référence : l'utilisation de points chauds sous l'hypothèse de leur relative stationnarité et l'on doit imposer la "fermeture" des réseaux de vitesse constitués par les points triples (les plaques étant supposées rigides). Alternativement, la référence peut être telle que la somme des moments est nulle (dénommé NNR pour No Net Rotation).

En ce qui concerne les mesures de vitesse actuelle, la mesure des mécanismes au foyer des séismes permet de déterminer la localisation des pôles de rotation et la direction du mouvement. Mais c'est le développement de la géodésie spatiale (avec des mesures effectuées sur le continent cette fois) qui, depuis une trentaine d'années, a permis d'augmenter la précision des mesures. Les outils principaux sont les mesures de distances par SLR (Satellite Laser Ranging), VLBI (Very Long Baseline Interferometry), GPS (Global Positioning System) et DORIS (Détermination d'Orbite et de Radiopositionnement Intégrés par Satellite). Un réseau global de sites comprenant plusieurs de ces instruments, mesurés en continu, est géré par l'ITRF (International Terrestrial Reference Frame) qui constitue un cadre de référence. De nouvelles solutions sont ainsi régulièrement publiées, la dernière en date étant la solution 2008 [Altamimi et al., 2011].

De nombreuses études se sont succédées pour déterminer les vecteurs de convergence passés et instantanés entre les plaques Nazca et Sud Américaine. Si l'orientation de la convergence ne fait guère de débat (autour de  $N77^{\circ}E$ ) et apparaît stable depuis au moins 49 Ma, après avoir subi un changement de direction important [Pardo-Casas et Molnar, 1987], les vitesses, elles, sont plus largement discutées (et notamment leur évolution temporelle). Le modèle NUVEL-1A développé par [DeMets et al., 1994] estime ainsi une vitesse angulaire moyenne de l'ordre de  $0.72^{\circ}/Ma$ , en adéquation avec les résultats de [Somoza, 1998], qui révèlent également une évolution de la vitesse en paliers depuis 40 Ma (avec une vitesse relative maximale de 15 cm/an autour de 25 Ma). Les études GPS, qui effectuent des mesures depuis plus d'une vingtaine d'années, montrent que la vitesse de convergence actuelle est substantiellement inférieure à celle déduite depuis les derniers 20 Ma [Norabuena et al., 1998] avec des vitesses autour de  $0.59^{\circ}/Ma$  pour [Angermann et al., 1999]. Il en résulte, d'après les mesures de [Kendrick et al., 2003], une diminution de la vitesse de  $0.04$  à  $0.06^{\circ}/Ma$  durant les 10 à 20 derniers Ma.

Les mesures des vitesses GPS permettent également d'en savoir davantage sur la dynamique de la convergence chilienne. En effet, elles permettent de quantifier la déformation



au niveau continental. En raison de l'obliquité du mouvement, plusieurs hypothèses ont été formulées sur un possible partitionnement le long de la subduction. Cependant les mesures GPS n'ont pas révélé un tel comportement sinon une accommodation de la déformation qui est en grande partie due au blocage de la zone sismogène, et une faible part de déformation due à la convergence en arrière arc. [Norabuena et al., 1999, Bevis et al., 1999] trouvent ainsi respectivement jusqu'à 10 à 15 mm/an et autour de 9 mm/an de taux de raccourcissement arrière arc dans la bande entre 10 et 20°S. Mais des stations instables pourraient être à l'origine d'une surestimation [Kendrick et al., 2001], ce qui serait confirmé par les résultats de [Khazaradze et Klotz, 2003] qui trouvent un raccourcissement maximal de 4 mm/an sur la même région.

### 3.1.3 Sismotectonique

#### 3.1.3.1 Cycle sismique et modèle de back-slip

A l'heure actuelle, les comportements sismiques des zones de subduction n'ont pas encore livré tous leurs secrets. En effet, si l'on définit le cycle sismique comme la succession d'une accumulation de contraintes à l'interface bloquée de subduction et de la libération de cette énergie par un séisme, celui-ci n'a jamais pu être encore observé en totalité. On a coutume cependant de discerner, depuis notamment le modèle de friction de [Tse et Rice, 1986], 4 phases distinctes, que nous allons détailler par la suite : le chargement intersismique, la nucléation pré-sismique, le glissement co-sismique et la relaxation post-sismique. On étudiera également les modèles simplifiés de dislocation proposés par [Okada, 1985] et de back slip énoncé par [Savage, 1983].

Mais revenons tout d'abord au cycle sismique dont les phases principales (concernant l'intersismique et le cosismique) sont représentées schématiquement dans la Fig. 3.3. La phase intersismique, dans un premier temps, est la période comprise entre deux séismes, pendant laquelle la contrainte élastique s'accumule à l'interface de subduction. Cette étape est de loin la plus longue du cycle puisqu'elle peut s'étendre jusqu'au millénaire. Localement, le plan de faille est une zone rugueuse, ce qui implique la présence à ce niveau d'une zone bloquée, les blocs se déformant à plus grande distance.

Lorsque la contrainte sur la faille dépasse la contrainte maximale de friction statique, un relâchement se produit : le séisme. Cependant, il n'est pas rare que cet épisode soit précédé de petites secousses qui sont des précurseurs du séisme principal. Ces événements et l'ensemble des processus pouvant prévenir de l'arrivée imminente de séismes conséquents,

sont des enjeux importants dans la détermination de l'aléa sismique.

La phase co-sismique est quasiment instantanée puisqu'elle ne dure que quelques secondes pour des séismes moyens à quelques minutes pour des mégaséismes. Les lois d'échelle permettent d'approximer les caractéristiques des ruptures : un séisme de magnitude  $M_w$  6 correspond à une rupture de 10 km, pour un glissement de 20 cm et une durée de 3 s ; tandis qu'un  $M_w$  7 correspond à une rupture de 50 km, pour un glissement de 1 m et une durée de 15s. Au niveau de la faille, les points qui n'ont pas bougé durant la phase intersismique, rattrapent leur "retard".

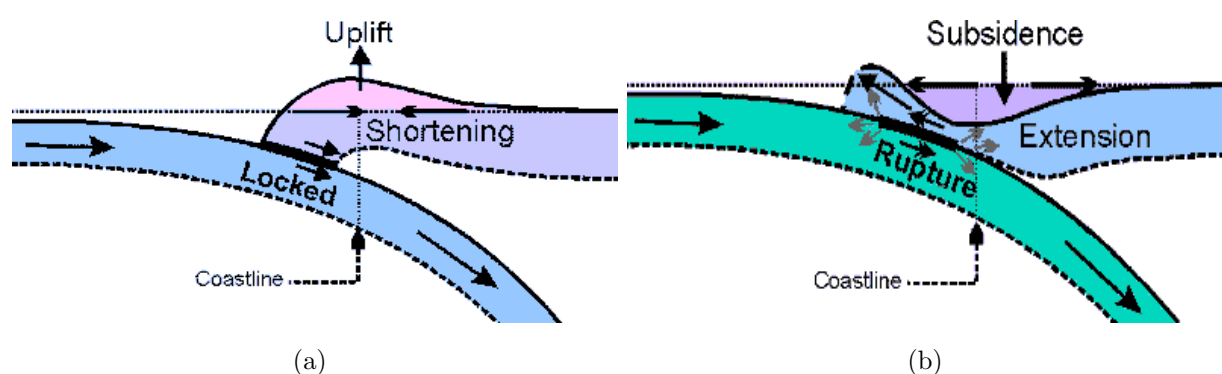


FIG. 3.3 – Modèle simplifié du cycle sismique : on note le soulèvement à l'aplomb de la zone bloquée lors de la phase intersismique, dont la durée peut varier de plusieurs dizaines à plusieurs centaines d'années (a) et le brusque relâchement (de l'ordre de quelques secondes) des contraintes lors de la phase cosismique (à droite).

Il est cependant possible que le relâchement ne compense pas toute la déformation accumulée. Celle-ci sera alors relâchée ultérieurement durant la phase post-sismique qui peut durer de quelques jours à quelques années.

Cependant ce modèle idéal de cycle sismique, qui est en général représenté par un graphique montrant l'évolution de la contrainte avec une fonction en dent de scie parfaite, est probablement assez éloigné de ce qui se passe en réalité. Les cycles sismiques, et notamment le relâchement de contrainte, varient dans le temps. De plus, durant la période d'intersismique, la déformation peut également être distribuée au travers d'un glissement transitoire asismique.

Lors de l'étude d'une phase du cycle, un séisme par exemple, par InSAR, nous obtenons le déplacement LOS associé. La recherche du modèle associé à cette déformation est simplifiée par l'utilisation des équations d'[Okada, 1985]. Ces dernières consistent en la définition

d'une dislocation rectangulaire dans un demi-espace infini en prenant la géométrie du slab.

L'inversion de l'intersismique est, quant à elle, rendue possible par le modèle de back slip. En effet [Savage, 1983], qui utilise également un demi-espace infini, avance l'hypothèse que la déformation intersismique est la différence entre le déplacement long terme et le co-sismique. [Kanda et Simons, 2010] ont de plus démontré la validité de cette méthode en géométrie courbe, caractérisant la subduction chilienne .

### 3.1.3.2 Sismicité

Bien que cela ne semble pas couler de source, eu égard aux récentes discussions suite au procès de l'Aquila, il est impossible à l'heure actuelle de prévoir la date, le lieu ou l'intensité des tremblements de terre. Cependant, le risque sismique d'une région peut être pressenti en analysant le catalogue de sismicité correspondant. En effet, ce dernier nous donne une idée sur l'état de contrainte de la zone considérée, sur le type de séismes rencontrés ou bien sur la récurrence des ruptures passées. Il va de soi que cette science, basée sur une analyse statistique, est loin d'être absolue.

De plus, cette méthode est perturbée par des biais introduits par des catalogues incomplets et dont les données sont entâchées d'incertitudes plus ou moins importantes. La perception instrumentale des séismes est très ancienne puisque le premier sismographe a vu le jour en 132, en Chine (capable de ne détecter que la direction du séisme). Il faudra cependant attendre la fin du XIX<sup>ème</sup> siècle pour mesurer un séisme à grande distance (Postdam-Japon en 1889). Le premier réseau global, le WWSSN (WorldWide Standard Seismograph Network), fut installé, dans un premier temps, non pas pour instrumenter les séismes, mais pour détecter les explosions nucléaires russes en pleine guerre froide (en 1960). Ce dernier est remplacé aujourd'hui par le réseau sismique mondial GSN (Global Seismic Network). De nos jours, les réseaux de sismomètres s'intensifient et permettent de détecter des événements de plus en plus petits. Le GPS haute fréquence, quant à lui, permet de combler le gap entre sismologie et géodésie. Pour les séismes très anciens, des études historiques tentent de recouper les indices provenant de différentes sources (écrits, paléosismologie, archéosismologie).

Depuis Mercalli en 1902, l'homme peut également servir de sismomètre, de façon totalement subjective cependant, en utilisant une échelle d'intensité contenant 12 graduations. On remarquera que la confusion est toujours présente lorsque l'on caractérise un tremblement de terre entre : l'intensité que je viens de définir ; l'échelle de Richter [Richter, 1935], obsolète et n'étant valable que localement ; la magnitude des ondes de surface ( $M_s$ ) [Gutenberg, 1945] et la magnitude des ondes de volume ( $M_b$ ) [Gutenberg et Richter, 1956] rapidement estimables mais dont la mesure peut être sous-estimée (en effet elles saturent au delà d'une certaine magnitude), et enfin la magnitude de moment ( $M_w$ ) [Kanamori, 1977] qui est reliée directe-

ment à l'énergie libérée par le séisme (on privilégiera donc cette mesure).

Au Chili, c'est à la suite du séisme de Valparaiso en 1906, un Mw 8.2 qui causa 20000 pertes humaines, que d'importants efforts dans l'observation des séismes ont été entrepris, notamment avec l'aide de Fernand de Montessus de Ballore. Un siècle plus tard, le laboratoire LIA-MB (Laboratoire International Associé Montessus de Ballore) voit le jour entre le CNRS-INSU (IPGP, ENS) et l'université du Chili afin d'oeuvrer dans la compréhension et le suivi du risque sismique au Chili, avec notamment l'installation du réseau IPOC (Integrated Plate boundary Observatory Chile) en partenariat avec le GFZ.

L'histoire sismique connue (ou supposée) au Chili, remonte au XVIème siècle [Lomnitz, 2004] (mise à jour d'un article publié 34 ans plus tôt). Selon le même article, il semblerait que le moment sismique cumulé durant près de 4 siècles soit équivalent à l'énergie libérée lors du séisme de Valdivia en 1960, dont la magnitude, Mw=9.5, reste la plus importante enregistrée à ce jour (compte tenu de la dimension des failles pouvant rompre, il semblerait qu'une magnitude de 10 soit une limite supérieure à l'échelle du globe). De part les dimensions et la vitesse de convergence, rapide, de la zone de subduction, l'activité sismique est particulièrement intense et variée au Chili (du fait notamment de la diversité de sa géométrie et de ses structures [Bilek, 2010]). Les derniers inventaires de séismes significatifs effectués sur plus d'un siècle de mesure [Silbergleit et Prezzi, 2012] font état d'un événement supérieur à Mw 7.0 par an, et d'un événement supérieur à Mw 8.0 tous les 10 ans.

Le risque sismique au Chili est associé à trois principaux types de séismes :

- Les séismes interplaques, qui se situent à l'interface entre les plaques Nazca et Sud Amérique, au niveau de la zone bloquée. Ce sont généralement ce type d'événements qui engendrent les tremblements de terre de magnitude Mw>8. On peut citer comme exemple les séismes précédemment cités de Valparaiso 1906 et Valdivia 1960, et plus récemment ceux d'Antofagasta en 1995 (Mw 8.1) ou Arequipa en 2001 (Mw 8.4).

- Les séismes intraplaques, qui nucléent eux dans la plaque Nazca, à des profondeurs d'environ 100 km sous le continent Sud Américain. Parmi les plus importants on trouve Chillan en 1939 (Mw 8.3), Punitaqui en 1997 (Mw 7.3) et Tarapaca en 2005 (Mw 7.8). Certains de ces épisodes ont été extrêmement dévastateurs, particulièrement Chillan qui aurait provoqué plus de pertes encore que Valparaiso. [Leyton et al., 2009] montrent qu'à moment sismique identique, l'énergie des ondes sismiques provenant des séismes intraplaques est plus importante que celle des séismes interplaques.

- Les séismes enfin à faible profondeur, associés à la déformation des Andes, qui sont tout autant dangereux pour la population. En effet, ils sont situés à plus faible distance hypocentrale des zones de population. On constate notamment les séismes de Las Melosas

de 1958 (Mw 6.9) ou Curico en 2004 (Mw 6.6).

Parallèlement à cette activité sismique intense, à l'origine de séismes pouvant rompre de grands segments de la subduction, d'autres événements sont présents au Chili :

- Les épisodes d'essaim sismique ou swarms, qui se manifestent par la succession de nombreuses secousses de magnitudes variées (on parle de crépitement), sans que l'on puisse détecter un événement principal associé. On citera les crises de Punitaqui en 1997, Copiapo en 2006 ou Aysen en 2007.

- Les trémors, comparables à des séismes volcaniques et qui permettent de présager de l'arrivée imminente d'une éruption. Ils ont été plusieurs fois décrits au niveau des volcans Lascar et Villarica. Cependant, on parle plus généralement de trémor "non-volcanique" dans les zones où le volcanisme est absent. On pense que celui-ci est parfois relié à des événements de glissements lents et/ou asismiques sous-jacents. Au Chili, on en a ainsi détecté près de la jonction triple au Sud du Chili [Ide, 2012].

- Les glissements asismiques ou glissements lents, se caractérisent, par opposition au déclenchement brutal des séismes, par un fluage continu contribuant ainsi au glissement de la faille. D'après les modèles de slab développés dans [Oleskevich et al., 1999] ils pourraient prendre source au niveau du contact entre la croûte océanique et le coin mantellique hydraté et serpentinisé.

Enfin, le pays a été également touché par de nombreux tsunamis qui ont ravagé ses côtes. Les hauteurs d'eau ont atteint ainsi jusqu'à 25 m pour le séisme de 1960.

### **3.1.3.3 Segmentation de la subduction chilienne**

Les zones de subduction, fort heureusement, ne sont pas constituées d'un bloc parfaitement homogène, mais "fractionnées" en segments aux géométries et aux caractéristiques diverses. Ceux-ci sont séparés par des barrières qui sont difficilement franchissables lors des ruptures sismiques. En effet, si la subduction Nazca-Amérique du Sud devait rompre en une seule fois, le séisme qui en résulterait pourrait fleurter avec une magnitude supérieure à Mw 11 (à comparer à la magnitude 10 que nous avons définie comme maximale précédemment).

La définition de la segmentation, le long d'une subduction, permet ainsi de délimiter et d'étudier les risques sismiques liés à des événements de grandes ampleurs. Ainsi dès 1972 [Kelleher, 1972], remarque que les ruptures des "gros" séismes ne se recouvrent pas et se propose d'identifier, grâce à l'étude de la sismicité historique et en considérant la récurrence de leur déclenchement, les segments qui sont amenés à rompre dans le futur. L'étude de la sismicité permet également à [Barazangi et Isacks, 1976] de définir précisément 5 segments sur la subduction Nazca-Amérique du Sud (entre 0°S et 45°S) selon leurs propriétés géométriques (avec notamment deux zones de flat slab). L'étude de

[Nishenko, 1985] reprend ces idées en définissant 10 segments sur la marge chilienne-Sud péruvienne (entre 17°S et 55°S) et utilise une méthode mixant statistique (des anciens séismes) et déterminisme (pour l'estimation des périodes de récurrence) afin de quantifier l'aléa sismique, entre 1984 et 2004, sur chaque segment.

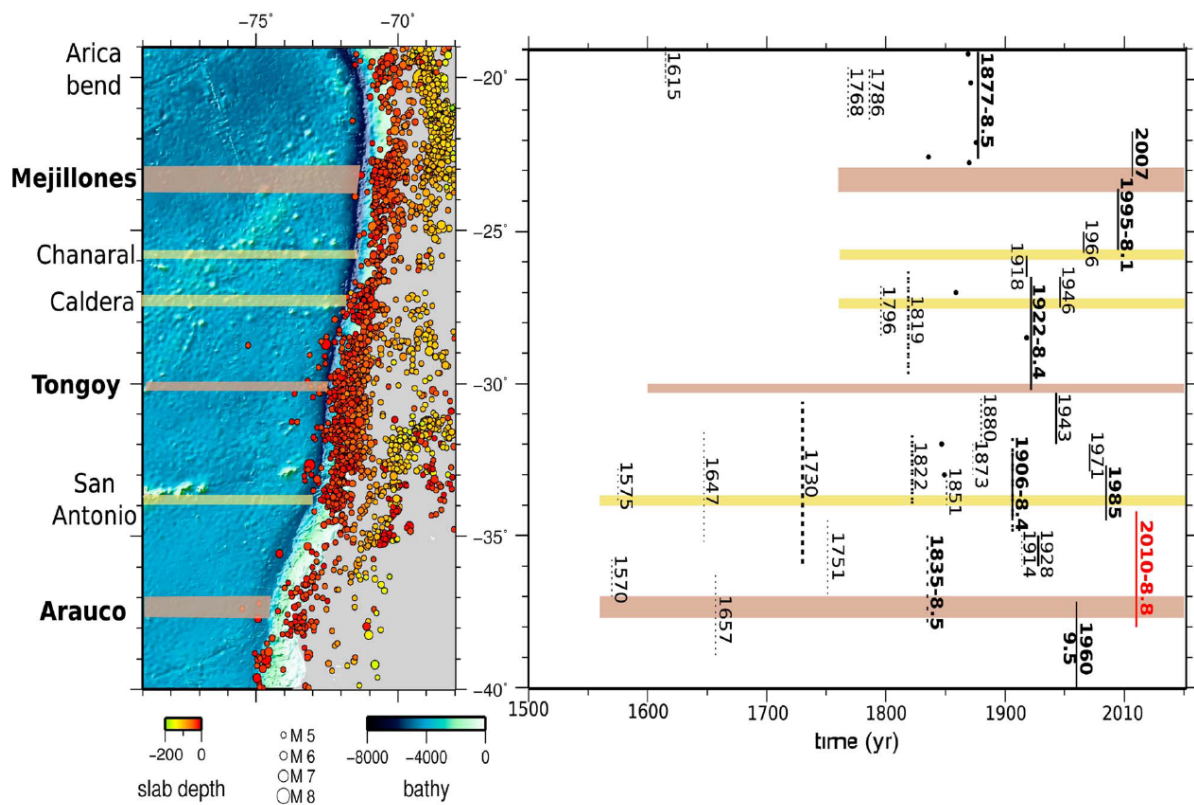


FIG. 3.4 – Représentation de la segmentation de la subduction Chilienne d'après [Métois et al., 2012]. À gauche est représentée la sismicité actuelle (entre 1990 et 2012) et à droite la sismicité historique des grandes ruptures permettant de délimiter des barrières d'intersegment (en marron) rarement franchies par des ruptures et des frontières plus lâches (en jaune).

La Fig. 3.4, qui représente une segmentation récente (comprenant le séisme de Maule en 2010), montre la difficulté de définir clairement la segmentation. En effet, les dimensions des grandes ruptures, qui ne sont d'ailleurs que faiblement contraintes pour les séismes anciens, varient au cours du temps [Beck, 1998]. Il semblerait ainsi, à l'échelle des temps d'observation, que plusieurs types de barrières existent selon leur aptitude à stopper les ruptures. Les caractéristiques et le fonctionnement de ces barrières restent de plus largement



incompris bien qu'il semblerait qu'elles soient disposées au niveau de régions particulières [Melnick et al., 2009] (notamment avec des géométries ou des propriétés spécifiques).

### 3.1.4 Le couplage au Chili

#### 3.1.4.1 Comportement mécanique

Sans entrer dans les détails de la mécanique des roches, nous nous intéressons ici aux origines des séismes et à l'implication de ces phénomènes dans le comportement des zones de subduction, principalement pour la partie sismogénique.

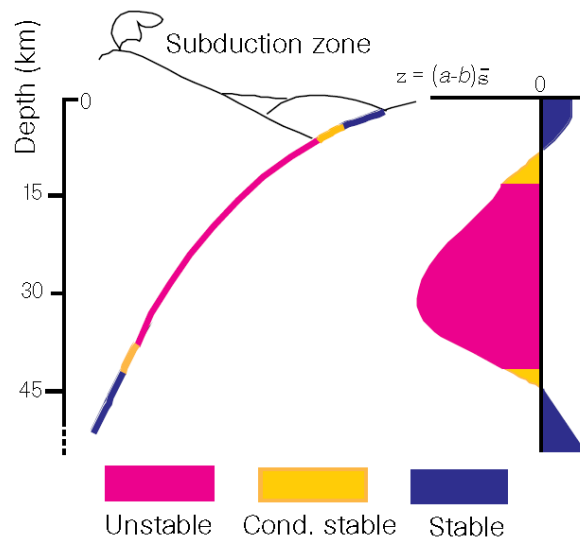


FIG. 3.5 – Modèle de stabilité en fonction de la profondeur et du paramètre  $(a-b)$  pour une zone de subduction, d'après [Scholz, 1998] .

Les premières avancées dans la compréhension du mécanisme des tremblements de terre découlent notamment de l'observation en laboratoire des roches. Ainsi [Brace et Byerlee, 1966], à partir d'expériences sur des échantillons de granite, proposent le modèle dit de "stick-slip" (glissement saccadé). Un épisode de glissement (slip) succède à une période de chargement (stick). Peu de temps après [Burridge et Knopoff, 1967] utilisent un modèle, désormais célèbre et particulièrement intuitif, "de patins et de ressorts" pour expliquer le glissement saccadé. Le montage de base est relativement simple : un ressort tire un patin sous l'action d'un mécanisme se déplaçant à une vitesse constante. Dans ce contexte l'interface patin/surface représente la faille avec ses aspérités (le patin ne doit donc être ni trop léger, ni trop lisse) et le ressort, l'élasticité environnante. Si la force de frottement (équivalente à la résistance de la faille) augmente avec la vitesse de glissement, le glissement est

stable. Si par contre la force de frottement diminue, et ce de façon rapide, avec la vitesse de glissement, la force appliquée est supérieure à ce que peut supporter l'interface, il se produit alors une brusque accélération.

Afin d'aller un peu plus loin dans l'étude des forces mises en jeu, nous devons introduire les lois de friction, issues des expériences menées par [Dieterich, 1978] et mises en forme sous la loi dite de "Rate and State" par [Ruina, 1983] où la contrainte de cisaillement  $\tau$  est reliée à la contrainte normale  $\sigma_n$  par :

$$\tau = \sigma_n \left[ \mu_0 + \underbrace{a \ln \frac{V}{V_0}}_{\text{effet de "rate"}} + \underbrace{b \ln \frac{V_0 \theta}{D_c}}_{\text{effet de "state"}} \right] \quad (3.1)$$

avec  $\mu_0$  le coefficient de friction initial,  $V_0$  et  $V$  les vitesses respectives initiale et instantanée,  $D_c$  la distance critique de glissement,  $\theta$  la variable d'état (dépendante du temps) et enfin  $a$  et  $b$  des paramètres des matériaux. À l'état stationnaire, la dérivée de la variable d'état est nulle :

$$\frac{d\theta}{dt} = 1 - \frac{V\theta}{D_c} = 0 \quad (3.2)$$

Cela implique, dans ce cas, un coefficient de friction  $\mu$  égal à :

$$\mu = \frac{\tau}{\sigma_n} = \mu_0 + (a - b) \ln \frac{V}{V_0} \quad (3.3)$$

Le paramètre  $(a - b)$  est critique pour la stabilité de friction. En effet :

- Si  $(a - b) > 0$  le régime est stable et le système est dit en "velocity strengthening" (le frottement augmente avec la vitesse). La propagation des séismes est ici bloquée.
- Si  $(a - b) < 0$  le régime est instable et le système est dit en "velocity weakening" (le frottement diminue avec la vitesse). L'initiation des séismes est alors possible.

Ce paramètre varie en fonction de la pression et de la température. Ainsi à l'échelle de la zone de subduction, ces comportements sont localisables sur l'interface (cf Fig. 3.5) en fonction de la profondeur. La zone sismogénique est alors définie par le comportement en "velocity weakening".

### 3.1.4.2 Définition du couplage

Le couplage est une quantité permettant d'évaluer les variations comportementales des zones sismiques. On le définit, dans les zones de subduction, au niveau de l'interface entre les deux plaques, selon la profondeur du panneau plongeant et le long de la marge active. On prendra garde à ne pas confondre le couplage sismique, pour des études sur de grandes périodes de temps, et le couplage cinématique, qui donne une mesure instantanée.

Dans les années 70, [Kanamori, 1971] émet l'hypothèse d'un couplage sismique après

avoir observé la variabilité de la taille caractéristique des séismes dans la zone de subduction Nord Pacifique. Plusieurs définitions de couplage sont par la suite données. Ainsi, pour la formulation reprise notamment dans [Scholz et Campos, 2012], le couplage sismique  $\chi_S$  se définit par le ratio :

$$\chi_S = \frac{\dot{M}_o^s}{\dot{M}_o^T} \quad (3.4)$$

avec  $\dot{M}_o^s$  le taux observé de moment sismique relâché et  $\dot{M}_o^T$  le taux théorique de moment calculé à partir de la vitesse des plaques. Un couplage sismique de 1 correspond donc au relâchement, par les séismes, de toute l'énergie accumulée sur la zone de convergence ; tandis qu'un couplage de 0 indique que soit le glissement est purement asismique, soit l'énergie est toujours en train d'être emmagasinée et que la rupture peut intervenir à tout moment.

En ce qui concerne le couplage cinématique  $\Phi$ , exprimé en général sous la forme d'un pourcentage, la définition reprise notamment dans [Métois et al., 2012] est la suivante :

$$\Phi = 1 - \frac{V_{dislocation}}{V_{convergence}} \quad (3.5)$$

avec  $V_{dislocation}$  la vitesse de glissement sur tout ou une partie de la dislocation et  $V_{convergence}$  la vitesse de convergence qui y est associée. On déduit  $V_{dislocation}$ , l'intensité du couplage cinématique, en mesurant la déformation "intersismique" à l'aide de la géodésie puis en faisant des modèles mécaniques simples (élastiques dans la plupart des cas). On peut alors distinguer 3 types de comportements suivant la valeur de ce couplage :

- $\Phi = 100\%$  la zone est considérée alors comme parfaitement bloquée.
- $\Phi = 0\%$  on se trouve alors dans un glissement totalement libre sur l'interface.
- $0 < \Phi < 100\%$  signifie que la dislocation n'est que partiellement bloquée.

La définition du couplage implique cependant des incertitudes relativement importantes sur sa valeur. En effet, d'une part, nous avons vu que la vitesse de convergence des plaques était largement discutée et qu'il peut y avoir des écarts importants entre les différentes études. D'autre part, la mesure du glissement elle aussi est contrainte par le réseau de mesure qui doit être suffisamment important. Celui-ci s'est développé nettement avec l'essor de la géodésie mais pose notamment le problème d'une mesure ponctuelle pour la mesure GPS, et d'une sensibilité principalement aux déplacements verticaux pour la mesure InSAR. De plus la mesure des déformations sur la surface libre d'un demi-espace élastique ne permet pas toujours de résoudre sans ambiguïté la localisation des zones de glissement, ni la vitesse du glissement.

Au niveau de l'interaction entre le couplage et les zones de subduction, [Ruff et Kanamori, 1983] imagent l'interface avec une région couplée allant jusqu'à 40 km

de profondeur et une autre découplée pour des profondeurs supérieures. De plus, la zone sismogénique ou bloquée est vue alors comme un ensemble d'aspérités de taille plus ou moins importante [Dmowska et al., 1996], couplées à 100%, entourées de zone de plus faible couplage (pouvant être à l'origine de glissements asismiques). Les grandes ruptures seraient alors nucléées au niveau d'aspérités de tailles importantes.

Les travaux de [Tichelaar et Ruff, 1991] montrent une variation latérale de la profondeur de blocage le long de la marge chilienne. Au Nord de  $-28^{\circ}\text{S}$  cette limite atteint une profondeur maximale comprise entre 36 et 41 km et au Sud, elle s'approfondit jusque 40 à 53 km. Les zones de transition inférieures et supérieures des zones sismogéniques sont cependant très discutées. Les études GPS de [Bevis et al., 2001] dans la région centrale des Andes rapportant, par un modèle simple à 3 plaques, une solution optimale pour une zone entièrement bloquée entre 10 et 50 km de profondeur.

Quand à l'étude des variations latérales de couplage au Chili, elle a pu se développer par l'essor des méthodes géodésiques et principalement par la multiplication des campagnes GPS et surtout à l'implantation de stations continues. Afin de quantifier le couplage, les méthodes d'inversion à partir de la déformation en surface ont parallèlement vu le jour (on citera le modèle de [McCaffrey, 2002] implémenté dans l'algorithme DEF-NODE). Ainsi les récents travaux à partir de mesures GPS comme ceux de [Moreno et al., 2011, Métois et al., 2012], ou par des méthodes mixtes GPS-InSAR [Chlieh et al., 2011] montrent un comportement qui varie le long de la subduction et latéralement. On note des comportements particuliers au niveau des régions de complexité géométrique. En effet, l'impact de structures secondaires sur le comportement mécanique de la subduction a notamment été discuté par [Armijo et Thiele, 1990].

### 3.1.4.3 Des zones aux comportements particuliers

Comme nous l'avons mentionné précédemment, l'analyse de la récurrence des séismes nous permet d'appréhender l'aléa sismique d'une région. [McCann et al., 1979] définissent la notion de lacune ou "gap" sismique pour tout segment d'une faille qui n'aurait pas rompu par un séisme conséquent depuis au moins 30 ans (défini comme une fraction de temps moyen de récurrence). Certaines de ces lacunes, en fonction de l'historique de leur sismicité ou pour des raisons tectoniques, sont alors considérées comme des régions à fort potentiel sismique. La notion de gap a quelque peu évolué et il est plus approprié de lier ses propriétés au comportement mécanique des régions concernées (et donc au couplage de ces zones).

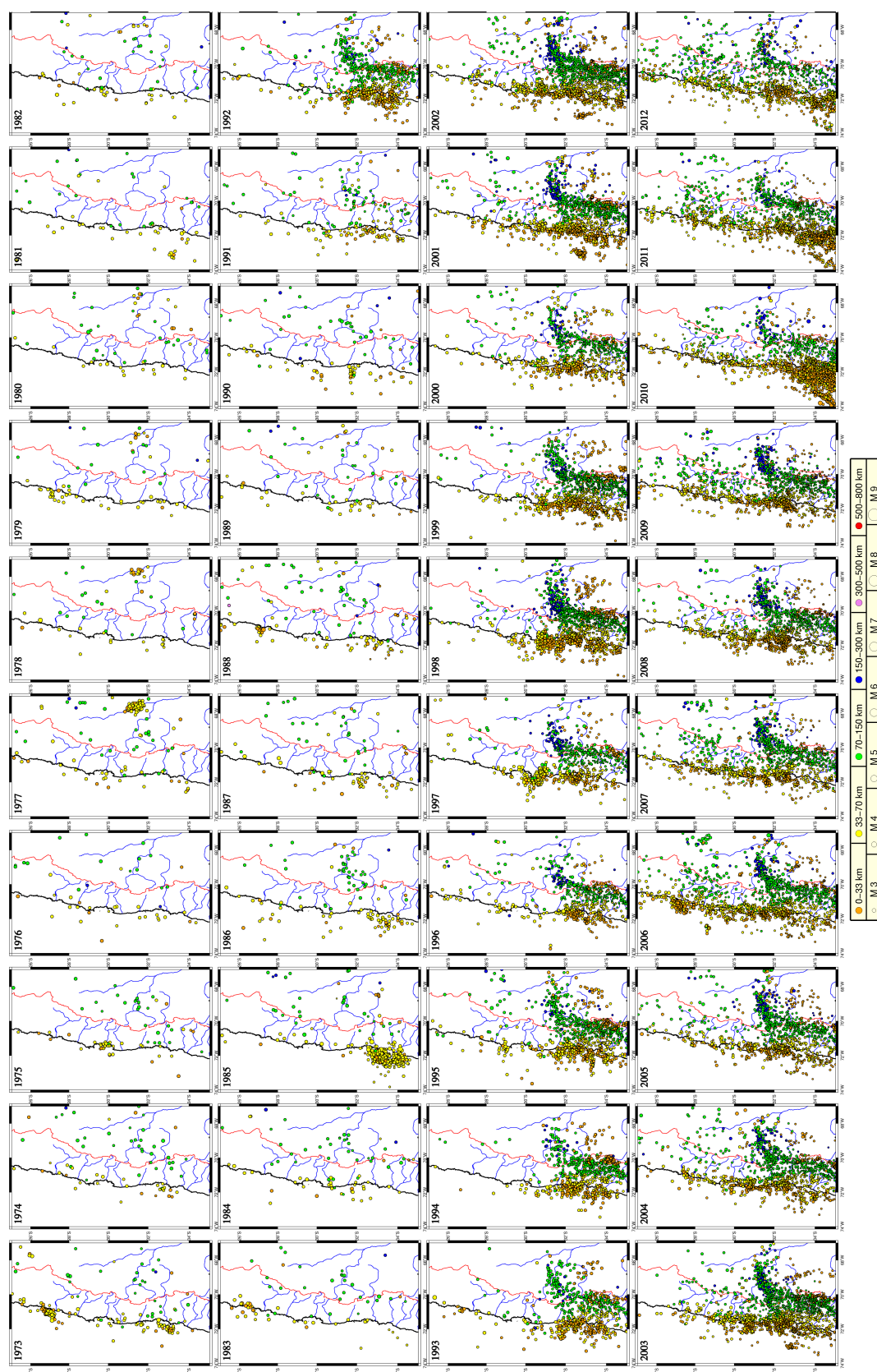


FIG. 3.6 – Variation de la sismicité d'après les catalogues fournis par l'USGS et complétée par le catalogue chilien en fonction des années entre 1973 et 2012.

En effet, le simple fait qu'une région n'ait pas enregistré de grande rupture depuis longtemps ne prouve pas l'imminence d'un séisme. Il se peut que le glissement sur la faille soit asismique. À contrario le phénomène inverse peut se produire : des régions peuvent relâcher des contraintes à l'échelle de petits séismes mais continuer à accumuler de la déformation ayant le potentiel d'un séisme de taille conséquente.

Nous voyons ici la limite du concept de "cycle sismique". De plus, l'échelle de temps d'observation est généralement trop courte pour valider les hypothèses précédentes. Ainsi [Kagan et Jackson, 1991], sur une période de 10 ans de surveillance, représentant plus de 40 séismes de magnitude  $M_w > 7.0$ , remarquent un processus qui se rapproche beaucoup plus d'un phénomène de clustering.

Par contre, en ajoutant une dépendance au couplage, et en considérant que celui-ci est relativement bien contraint et constant durant un cycle sismique, nous pouvons redéfinir la lacune sismique de façon plus fiable. En ce qui concerne le couplage, celui-ci est maximal lorsque la zone est totalement bloquée, c'est à dire lorsque toutes les contraintes s'accumulent sur l'interface. Ainsi une lacune sismique, définie comme un fort potentiel pour une rupture majeure, serait caractérisée par (1) une absence d'événement important depuis une période de l'ordre de grandeur de la période de récurrence, et (2) un couplage fort.

Les difficultés pour déterminer les zones de lacunes sismiques sont donc multiples et si certaines identifiées par le passé ont rompu par de grands tremblements de terre, d'autres sont toujours sous surveillance. Parmi les premiers cas, on peut citer le gap de Darwin (qui a rassemblé ses observations dans [Darwin, 1851]), dont la dernière grande rupture avait eu lieu en 1835 [Campos et al., 2002] et dont une partie a été rompue par le séisme de Maule en 2010 [Lorito et al., 2011, Vigny et al., 2011]. En ce qui concerne les gaps sismiques en "attente", celui du Grand Nord (au dessus de  $25^\circ\text{S}$ ) a été plusieurs fois cité, notamment par [Comte et Pardo, 1991] qui indiquent une récurrence de 111 ans pour une dernière grande rupture ayant eu lieu en 1877.

### 3.1.5 Présentation de la zone du petit Nord

#### 3.1.5.1 Définition

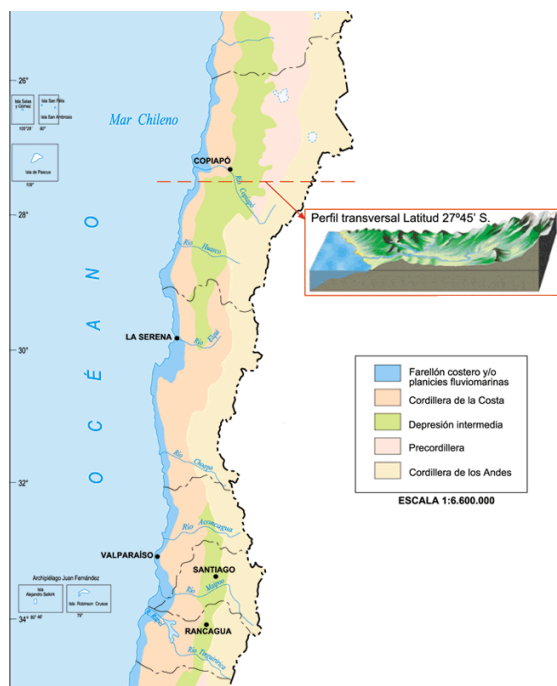
La Fig. 3.7 présente la zone du Chili que nous avons étudiée au cours de cette thèse entre les latitudes de  $25^\circ\text{S}$  et  $35^\circ\text{S}$  [Ducret et al., 2012b]. Elle regroupe tout ou partie de 3 zones caractéristiques du Chili :

- Le Grand Nord ("Norte Grande") qui s'étend de la frontière péruvienne jusqu'à la latitude  $27^\circ\text{S}$  (au niveau de la rivière de Copiapo), est extrêmement aride. Le désert d'Atacama est d'ailleurs l'un des plus arides de la Terre avec des régions sans précipitations.
- Le Petit Nord ("Norte Chico") entre  $27^\circ\text{S}$  et  $32^\circ\text{S}$  (soit au dessus de Santiago), qui est

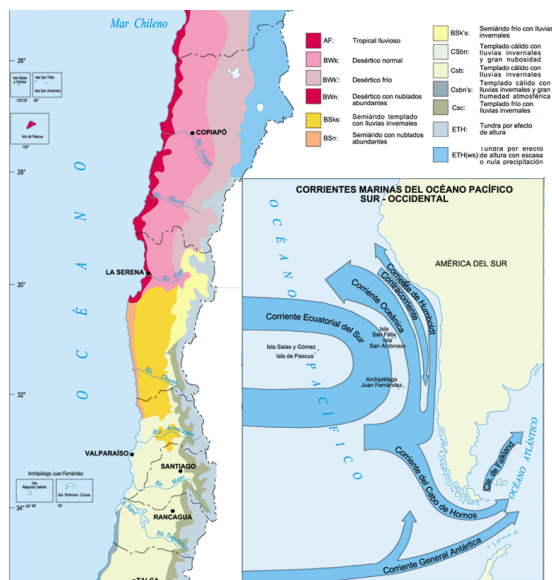


une région semi aride, mais qui marque le retour à une végétation plus importante.

- Le Chili central ("Chile Central") enfin qui regroupe la majeure partie de la population et dont le climat est de type méditerranéen tempéré.



(a) Topographie du Chili entre 25°S et 35°S



(b) Climat du Chili entre 25°S et 35°S



(c) Segment entre 25°S et 29°S



(d) Segment entre 29°S et 33°S



(e) Segment entre 33°S et 35°S

FIG. 3.7 – Caractéristiques géographiques de notre zone d'étude entre 25°S et 35°S (crédit : educarchile).

### 3.1.5.2 Propriétés spécifiques

Comme nous l'avons rappelé dans l'introduction générale, le choix de cette zone d'étude est dictée par plusieurs motifs : tout d'abord par ses nombreuses particularités sismo-tectoniques, mais également car la région n'est que peu instrumentée et qu'elle représente un enjeu pour le traitement d'image SAR.

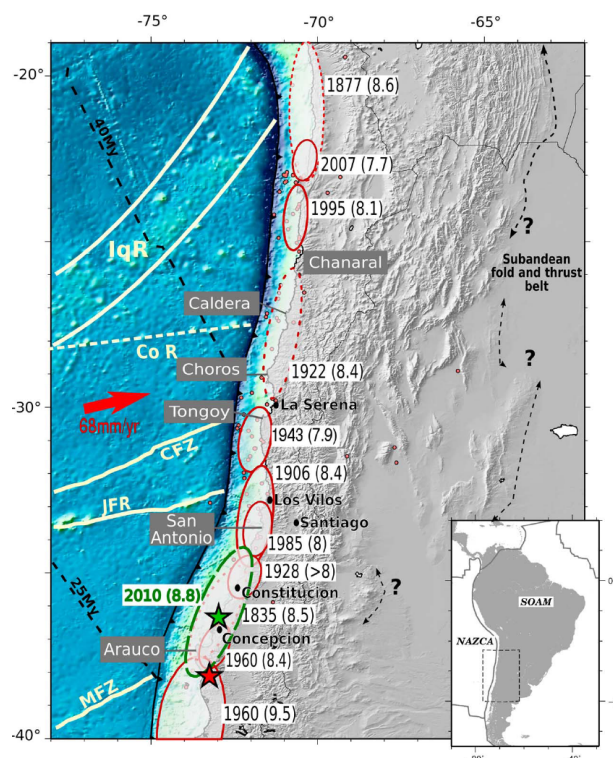


FIG. 3.8 – Sismotectonique de la région encadrant notre zone d'intérêt d'après [Métois et al., 2012].

Tout d'abord la sismicité de la zone est particulière. Nous avons représenté l'ensemble de la sismicité issue des catalogues de l'USGS entre 1973 et 2012 et complétée par le catalogue chilien depuis 2008 dans la figure 3.6. La région a accumulé de la déformation depuis le milieu du XXème siècle. Trois séismes importants se sont déroulés durant la dernière décennie aux extrémités de ce segment : Antofagasta en 1995 (Mw 8.1) et Tocopilla en 2007 (Mw 7.8) au Nord ; et Maule en 2010 (Mw 8.8) au Sud (Fig. 3.8). De plus, plusieurs essais sismiques se sont déroulés dans la région ces dernières années, avec l'épisode de Valparaiso en 1985, la crise de Punitaqui en 1997 [Pardo, 2002a, Lemoine et al., 2002, Gardi et al., 2006] et les essais de la région de Copiapo en 1973 et 2006 [Comte et al., 2006]. Le segment de la zone de subduction entre 25°S et 35°S connaît depuis 38 ans une activité sismique de fond (donnée

par le catalogue USGS pour U.S. Geological Survey) (Fig. 3.6), qui est principalement situé sur l'interface de subduction et moins fréquemment au sein de la plaque chevauchante. Le taux de sismicité varie du Nord au Sud avec un maximum localisé autour de la région de La Serena ( $\sim 30^\circ\text{S}$ ). Aux alentours de la Serena, la distribution de couplage est contrainte par un ensemble de données GPS important indiquant un couplage relativement faible (inférieur à 60%) par rapport aux régions du Nord et du Sud. De même, les données GPS indiquent que la zone de Copiapo correspond également à un minimum local de couplage. Toutefois, le réseau GPS est trop dispersé dans cette zone pour quantifier avec précision les variations de couplage entre  $25^\circ\text{S}$  et  $28^\circ\text{S}$ .

Cette région a également fait l'objet de différentes études ces dix dernières années, notamment sur l'aplatissement du slab en profondeur selon [Pardo, 2002b] et le modèle de microplaque proposé par [Brooks et al., 2003]. Dans ce dernier article les auteurs sous estiment cependant la vitesse de convergence de plaque et font l'hypothèse d'un couplage à 100%. Des particularités géométriques ont également été observées avec la subduction de monts marins [Comte et al., 2002], la terminaison de rides océaniques [Contreras-Reyes et Carrizo, 2011], des structures de failles [Marquardt et al., 2004] et des barrières sismiques.

## 3.2 Données géodésiques

### 3.2.1 GPS

#### 3.2.1.1 Généralités sur le GPS

Nous destinons cette partie à la présentation des données que nous avons utilisées au cours de cette thèse et qui sont de deux types : l'InSAR principalement ; mais également, très ponctuellement cependant, le GPS (Global Positionning System). Les deux méthodes géodésiques sont en effet particulièrement complémentaires et si l'InSAR est sensible à la composante verticale de la déformation, le GPS permet, lui, de mieux contraindre la composante horizontale. Il est d'ailleurs assez courant d'utiliser des méthodes conjointes pour la mesure de déformation du sol. Ainsi bien que nous ayons détaillé point par point le traitement d'image radar, que nous avons contribué à développer dans le premier chapitre, nous passerons beaucoup plus rapidement sur l'étude de données GPS, n'ayant pas été entreprise au cours de cette thèse. Pour aller plus loin on se référera à de nombreux livres sur le sujet ou à certains recueils d'articles [Kleusberg et Teunissen, 1996].

On retrouve assez souvent le nom de Fanelli pour évoquer la paternité de la physique à la base de la technique GPS. Dès 1968, le Département de la Défense Américaine entreprend la réalisation de cette géolocalisation par satellite, dans le but de connaître la position

de tout point de la surface terrestre, en temps réel et en continu. Le principe de base repose sur l'envoi d'un signal émis par le satellite vers un récepteur qui doit être "vu" par au moins 4 satellites afin de résoudre l'équation formée par sa position en 3 dimensions (latitude, longitude, altitude) et le décalage de son horloge en temps. Le projet NAVSTAR (NAVigation Satellite Time and Ranging) voit alors le jour en 1973 et envoie son premier satellite en 1978. Le système devient opérationnel au milieu des années 90, et est ouvert au civil moyennant une résolution volontairement dégradée. Cette contrainte est levée quelques années plus tard et permet une précision de l'ordre du mètre. La constellation de satellites est composée d'au moins 24 satellites, auquel sont ajoutés plusieurs réservistes en cas de panne, qui sont régulièrement remplacés. Le GPS n'est cependant pas le seul système de navigation satellitaire existant puisque le GLONASS russe a également opéré de 1996 à 1999 et depuis 2010. De plus plusieurs projets sont en cours de développement : Galiléo pour l'Europe, Compass pour la Chine, IRNSS pour l'Inde ou QZSS pour le Japon.

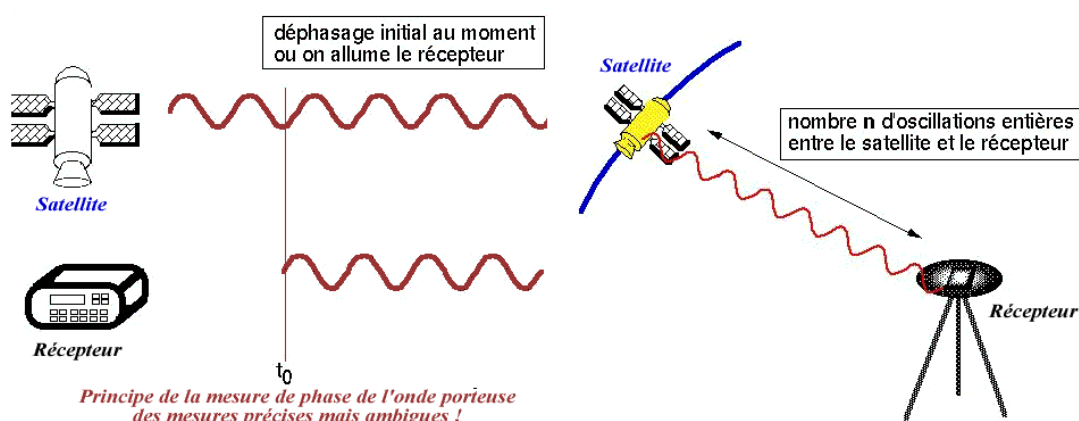


FIG. 3.9 – Principale problématique du fonctionnement du système GPS pour des mesures géodésiques : l'ambiguïté du signal. La mesure de pseudo-distance en utilisant le code est remplacée par la mesure de phase de l'onde porteuse (onde sinusoïdale à plus petite longueur d'onde).

Mais revenons quelque peu au principe même de ces systèmes et à la mesure qui intéresse les applications géophysiques. Chaque satellite émet en permanence un signal dont les fréquences (L1 et L2) sont supérieures au GHz, modulé en phase par un ou plusieurs codes pseudo-aléatoires. Ces derniers sont de deux types : le code P (Precision), qui peut être limité à la seule application militaire (il devient alors le code Y), dont la précision en positionnement est de l'ordre de 10 m, et le code C/A (Coarse/Acquisition) de résolution moindre (environ 10 fois moins précis que le code P). Les informations contenues dans les signaux et reçues par le récepteur GPS sont les éphémérides des satellites (c'est à dire

leur position) et l'instant d'émission des signaux qui, comparé à leur instant de réception, permet de déterminer la mesure de pseudo-distance. Cependant, ces mesures sont principalement contraintes par la faible précision de l'horloge du récepteur GPS (à comparer aux horloges atomiques embarquées à bord des satellites et synchronisées entre elles) et aux délais atmosphériques (notamment la sensibilité à la ionosphère). Ainsi aux 3 satellites utilisés pour se positionner en 3 dimensions, l'ajout d'un quatrième pour le décalage temporel est critique pour un positionnement optimal. De plus, pour une application géophysique et donc des mesures relatives inférieures au centimètre [Prescott et al., 1989], cette mesure n'est pas adaptée. Dans ce cas, on s'intéresse au signal sinusoïdal des ondes porteuses et l'on mesure le déphasage entre deux mesures distinctes. En effet, l'onde étant répétée dans le temps, contrairement aux codes pseudo-aléatoires, il n'est pas possible de connaître la mesure directe satellite-récepteur. Il faut ainsi recueillir plusieurs enregistrements des signaux et les inverser numériquement par la suite (avec l'aide du logiciel GAMIT pour GPS Analysis at MIT par exemple [Herring et al., 2008]). Notons enfin que d'autres facteurs, à l'instar de l'InSAR, peuvent limiter la résolution GPS : vapeur d'eau, multi-trajet, précision des orbites.

### 3.2.1.2 Données GPS

Résumer en quelques lignes le réseau GPS à l'échelle d'un pays comme le Chili n'est pas une mince affaire. En effet, il faut jongler entre réseaux de campagnes et réseaux permanents, entre les dates d'installation de chaque instrument et les périodes de campagnes, et enfin entre les différentes institutions ou équipes de travail qui ont installé les stations et/ou mesuré les points et/ou utilisé les données dans leurs inversions. Je tenterai donc ici de lister les principales entités qui sont impliquées dans des mesures à grande échelle et je dresserai un état du réseau dans notre zone au début de la thèse (fin 2009) et à l'heure actuelle.

Tout d'abord il faut bien discerner entre les mesures de campagnes, permanentes et semi-permanentes :

- Les campagnes GPS consistent à mesurer, une à plusieurs fois par an, des points qui sont matérialisés au sol par un marqueur (qui selon les méthodes utilisées peut être une simple croix ou un clou géodésique). Un ensemble de mesures est alors réalisé, si possible avec des délais courts entre les stations, afin de réduire les incertitudes expérimentales. Le GPS de campagne permet, avec un coût réduit, d'obtenir une couverture spatiale. Cependant, les données de campagnes peuvent être notamment entâchées de variabilité saisonnière difficile à décorrélérer de la mesure de déformation.

- Les stations GPS permanentes fournissent quant à elles des données en continu. On obtient ainsi un échantillonnage extrêmement dense qui permet de réduire les incertitudes



sur des périodes de temps relativement courtes. Ceci est essentiel pour certains signaux tectoniques de relativement faibles amplitudes (de l'ordre du millimètre par an). De plus, la station comprenant l'antenne étant solidement fixée au sol (par le biais d'un pilier géodésique), la mesure est "autonome" et les erreurs expérimentales sont nettement réduites. L'installation de ces réseaux est cependant coûteuse, complexe et l'infrastructure est importante. Il faut de plus contrôler et entretenir régulièrement les sites.

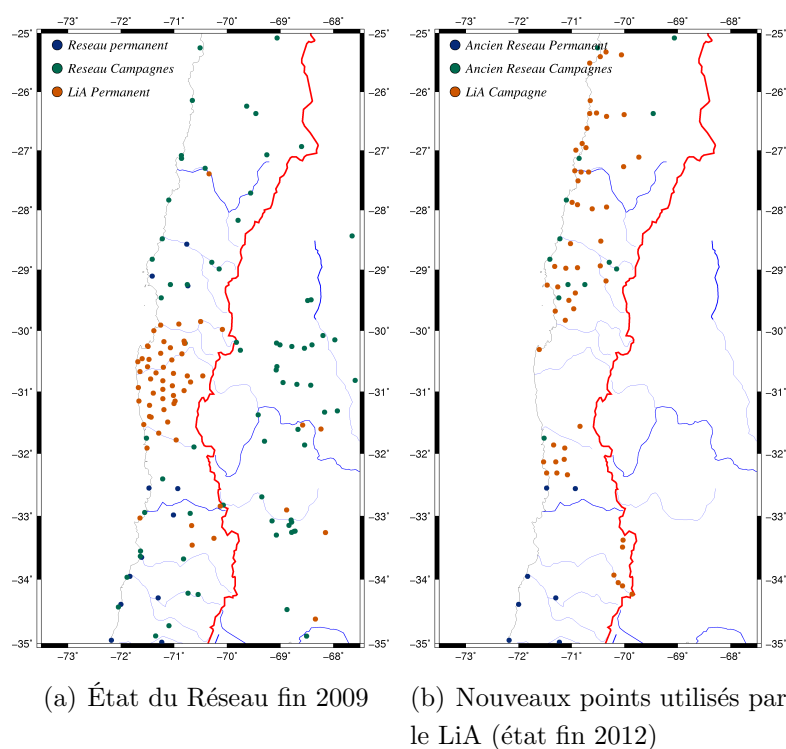


FIG. 3.10 – État des stations GPS continues et de campagne sur notre zone d'étude : globales au moment du début de la thèse (à gauche) avec les stations gérées pour la plupart d'entre elles et/ou utilisées par le groupe LiA (en orange) et les autres stations permanentes (en bleu) ou de campagnes (en vert); et les données supplémentaires utilisées par le LiA fin 2012 (à droite) avec les nouvelles campagnes menées par le LiA (en orange) et les anciennes stations qui ont été utilisées qu'elles soient permanentes (en bleu) ou de campagne (en vert).

- La mesure semi-permanente enfin est une méthode mixte entre les deux précédents procédés. En effet il s'agit d'utiliser des socles permanents, scellés dans la roche, dans lesquels s'enclenche un mât amovible sur lequel se place l'antenne GPS. La mesure est alors faite sur une période de temps de plusieurs jours. La méthode permet ainsi de conserver la densité spatiale d'une campagne tout en recueillant un échantillonnage conséquent.

En ce qui concerne les données GPS disponibles en Amérique du Sud, on citera tout



d'abord les réseaux développés par les structures nationales au Chili (par le DGF : Departamento de Geofísica) mais aussi dans les pays frontaliers en Argentine (par la RAMSAC : Red Argentina de Monitoreo Satelital Continua) ou au Pérou (par l'IGP : Instituto Geofísico del Peru). En utilisant ces données, principalement les installations permanentes, et en les couplant à des campagnes de mesures ou à l'installation de nouvelles stations, plusieurs projets ont été menés au Chili (en collaboration avec les entités précédemment citées) par différentes équipes de recherche :

- Les équipes américaines avec le projet CAP (Central and Southern Andes GPS project) dont les résultats sont développés notamment dans [Bevis et al., 1999, Kendrick et al., 2001, Brooks et al., 2003].

- Les équipes allemandes du GFZ, dans le projet SAGA (South American Geodynamic Activities) avec des références dans : [Klotz et al., 2001, Khazaradze et Klotz, 2003, Moreno et al., 2011].

- Les équipes franco-chiliennes du LiA que nous pouvons retrouver dans : [Chlieh et al., 2004, Ruegg et al., 2009, Vigny et al., 2009].

La Fig. 3.10 reprend les données de campagnes et permanentes utilisées entre fin 2009 et fin 2012. On constate que le réseau fin 2009 était relativement concentré autour de la Serena et de faible densité au Nord de cette zone. Les campagnes menés par le LiA et qui se sont succédées ces dernières années (2010-2012) ont permis de combler cette lacune.

### 3.2.2 L'InSAR au Chili

Si j'ai rappelé les difficultés de l'étude InSAR au Chili, en raison notamment de fortes décorrélations spatio-temporelles, certaines régions conservent néanmoins une cohérence relativement bonne. Ainsi, plusieurs travaux ont été menés précédemment au Chili grâce à l'interférométrie radar et je vais tenter d'en dresser ici une liste qui se voudra la plus exhaustive possible.

J'ai résumé l'ensemble de ces références, publiées à ce jour dans la littérature (en espérant n'avoir omis aucune étude), dans la table 3.1. De plus, j'y ai notifié leurs principales caractéristiques : situation géographique (latitude), données utilisées (satellite, track), volume de traitement (nombre d'interférogrammes générés) et application visée (cas et type d'étude). Nous remarquons tout d'abord que ces articles sont relativement récents (y compris à l'échelle de la géodésie) avec un ensemble de publications inférieur à 10 ans et surtout les 2/3 datant de moins de 2 ans. Enfin, en comparant leur région d'intérêt à la nôtre, cela nous permet d'effectuer un classement selon 3 catégories distinctes : les régions encadrant notre zone d'étude respectivement au Nord et au Sud, et celles qui l'interceptent..

TAB. 3.1 – Études d’InSAR précédentes au Chili

Article	Lat.	Interf.	Types Images	Tracks	Cas étude	Type étude
[Pritchard et al., 2002]	21-26.5°	9	ERS1-2 A et D	89,96,325,368	Antofagasta	Co-sism.
[Xia et al., 2003]	22-24.5°	9 im.	ERS1-2 Tandem		Antofagasta	Co, Post-sism.
[Chlieh et al., 2004]	18-24.5°	2	ERS1-2 Tandem D	96	Antofagasta	Post-sism.
[Pritchard et al., 2006]	21-26.5°	36	ERS1-2	96,325,368	Antofagasta	Post-sism., Assism.
[Pritchard et Simons, 2006]	21-26.5°	27		89,96,325,361,368	5 Mw>6 Antofagasta	Co-sism.
[Peyrat et al., 2006]	19-22°	2	ENV1.	96,368	Tarapaca	Co-sism.
[Béjar-Pizarro et al., 2010]	18-24°	2	ENV1. D	96,368	Tocopilla	Co-sis.
[Motagh et al., 2010]	21-24°	9	ENV1. A et D	96,361,368	Tocopilla	Co-sism.
[Abell et al., 2011]	21.2-23.8°	3	ALOS A et ENV1 D	103,96,368	Tocopilla	Co-sism.
[Shirzaei et al., 2012]	23-23.2°	145	ENV1.		Tocopilla	Cycle sism.
[Delouis et al., 2010]	34-38°	1	ALOS	422	Maule	Co-sism.
[Socquet et al., 2010]	34-38°		ALOS ENV1. ERS2		Maule	Co-sism.
[Tong et al., 2010]	33-38°		ALOS A et D	111,113,114,117- 119,420,422	Maule	Co-sism.
[Pollitz et al., 2011]						
[Holtkamp et al., 2011]	23-30°	3	ERS	96	Sw. Copiapo	Co-sism.
[Pavez et al., 2006]	23-23.5°	27	ERS, JERS, ENV1.		Vo. Lascar	Déformat.
[Ruch et Walter, 2010]	25-25.5°	21	ENV1.		Vo. Lazufre	Soulèvement
[Bathke et al., 2011]	38.7°	6	ENV1. D	10	Vo. Llaima	Inflat./déflat.
[Fournier et al., 2011]	16-26°	136	ERS1-2	96,368	Intersism.	Atmo.
[Remy et al., 2011]	18-26°					Effet atmo.

La grande majorité des travaux interférométriques au Chili (70%) se situent au Nord de notre zone, entre 18°S et 26°S. Cette région, qui comprend le désert d'Atacama, est particulièrement adaptée aux études InSAR. Parmi celles-ci on peut distinguer :

- Les études concernant le cycle sismique, avec quatre études sur les séismes d'Antofagasta ( $\sim 23,5^\circ\text{S}$ ) Mw 8.1 en 1995 et de Tocopilla ( $\sim 22,5^\circ\text{S}$ ) Mw 7.8 en 2007, une sur celui de Tarapaca ( $\sim 20^\circ\text{S}$ ) Mw 7.8 en 2005 et une dernière autour d'Antofagasta, qui regroupe un ensemble de séismes de magnitude significatives (i.e.  $> 6.0$ ).
- Les études volcaniques sur les sites de Lascar ( $\sim 23^\circ\text{S}$ ) et Lazufre ( $\sim 25^\circ\text{S}$ ).
- Les études atmosphériques, qui quantifient l'impact des conditions climatologiques sur la partie Nord chilienne dans les études à grande longueur d'onde.

En ce qui concerne les études aux latitudes inférieures par rapport à notre zone (25% des cas), elles concernent principalement les études co-sismiques du séisme du Maule ( $\sim 36^\circ\text{S}$ ) Mw 8.8 en 2010, qui a pu être imagé en track ascendante et descendante par ALOS (qui nous le rappelons permet l'utilisation de grandes lignes de base perpendiculaires). On notera également une étude volcanique autour du volcan Llaima ( $\sim 38.5^\circ\text{S}$ ).

Enfin la seule étude InSAR concernant notre région, entre 25° et 35°S a été effectuée pour étudier le swarm de Copiapo ( $\sim 27^\circ\text{S}$ ) en 2006. Cependant pour cette étude, seulement 3 interférogrammes ont été utilisés.

### 3.2.3 Données radar disponibles

#### 3.2.3.1 Problématique sur la demande des données

Les acquisitions SAR, ERS1, ERS2 et Envisat, sont planifiées par l'ESRIN (European Space Research INstitute) en fonction des demandes des utilisateurs et par un ensemble de programmes prédéfinis [Laur et al., 2002], en veillant à optimiser l'utilisation des satellites. Les ressources pouvant être enregistrées par le satellite sont limitées et le transfert satellite terre, pour libérer de l'espace mémoire, ne permet pas une acquisition en continu.

Ainsi les scientifiques, via l'application EOLI-SA "ESA's Link to Earth Observation" peuvent commander l'acquisition d'images sur des zones d'intérêts couvertes par le satellite. Cette plateforme permet également de récupérer toutes les archives disponibles. En cas de conflit entre plusieurs utilisateurs, une règle de priorité définie par l'ESRIN est appliquée, selon les prérogatives suivantes :

- Le BRM (Background Régional Mission), i.e. le planning par défaut, acquiert systématiquement certaines zones d'intérêt quand aucune requête spécifique n'a été reçue (par exemple la couverture de la glace d'eau).
- Les "red zones" se définissent par une programmation limitée, pour les utilisateurs, à

des types d'acquisition spécifique. Cela est dû principalement au grand nombre de demandes suscitées dans ces régions et vise à résoudre les conflits qui en découlent (par exemple en Europe du Nord et en Italie).

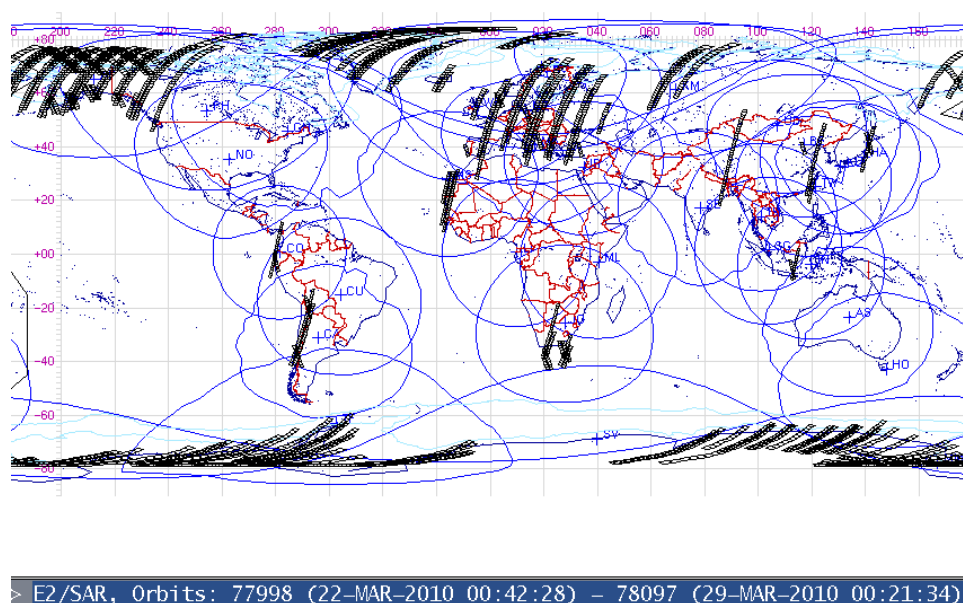


FIG. 3.11 – Acquisitions ERS effectuées entre le 22 et le 29 mars 2010, comprenant notamment trois tracks enregistrées au Chili (deux descendantes et une ascendante). La position des récepteurs au sol est matérialisée par des croix bleues et l'étendue de leur zone d'action par des cercles de même couleur.

- Afin de simplifier la gestion de conflit entre utilisateurs, 2 catégories de demandeurs ont été définies : jusqu'à 15 jours avant la date d'acquisition, la première catégorie (destinée aux recherches et aux applications de développement en lien avec les missions d'ENVISAT), est "servie" en premier (et dans l'ordre de demande) ; tandis que la seconde catégorie (comportant notamment les opérationnels et les utilisateurs commerciaux), possède une priorité haute et peut annuler une demande envoyée par un utilisateur de la catégorie 1. Ensuite, et jusqu'à 2.5 jours avant l'acquisition, seules les catégories 2 ont la possibilité d'envoyer une requête, si et seulement si le créneau est disponible.

- Enfin, plusieurs contraintes doivent être prises en compte : le temps d'enregistrement par orbite (limité à 30 minutes) qui ne peut être divisé en plus de 10 segments (de 45 s à 10 min), le temps de transition entre les différents modes d'acquisition, l'exclusivité de ces modes et enfin les conflits entre instruments (par exemple ASAR HR et MERIS FR ne peuvent être acquis simultanément).

Ce panorama du système mis en place par l'ESRIN pour l'acquisition des données radar,

rend compte d'un ensemble de difficultés pouvant contraindre très fortement, ce qui a été le cas pour notre région, le jeu de données disponibles. En effet, l'acquisition des données radar entre  $-25^{\circ}\text{S}$  et  $-35^{\circ}\text{S}$ , sur les 4 tracks qui nous intéressent, est clairement discontinuée dans le temps. Ainsi au moment de commencer mon doctorat (à l'automne 2009), les plus récentes archives dataient, pour la grande majorité, de plus de 2 ans. Pour les images ENVISAT en particulier, le faible nombre de données combiné à une période totale d'instrumentation relativement courte (entre 2 et 3 ans), compromettait l'étude du cycle intersismique (étant donné les "trade off" causés par les erreurs atmosphériques ou orbitales). L'apport de données jusqu'en octobre 2010, date qui devait marquer le changement d'orbite d'ENVISAT, était ainsi un enjeu primordial pour accroître le délai interférométrique (jusqu'à 4 ans supplémentaires). Un des principaux objectifs du début de thèse a donc été de répertorier l'ensemble des données disponibles et, surtout, de requérir, de manière systématique, de nouvelles données. C'est ce que j'ai fait d'octobre 2009 à octobre 2010 sur chaque passage des satellites ERS-2 et ENVISAT (tous les 35 jours) et les trois traces (T53, T282 et T325). Malheureusement, l'ensemble des demandes jusqu'au début 2010 a été rejeté en raison de conflit d'utilisateurs. Le séisme de Maule, en février 2010, a cependant encouragé l'ESA à modifier ses priorités, ce qui nous a permis de récupérer une vingtaine d'images post séismes sur la quasi-totalité des tracks, la dernière acquisition reçue datant de septembre 2010. Cette problématique explique également les raisons qui nous ont empêché de commencer l'étude sur le Chili avant la seconde moitié de la thèse, en attente de l'ensemble des données.

### 3.2.3.2 Tracks ERS & ENVISAT

Cette partie est dédiée à la présentation du catalogue d'images que nous avons acquises, via le portail EOLISA, et qui regroupe l'essentiel des données ERS-1, ERS-2 et ENVISAT entre les latitudes  $-25^{\circ}\text{S}$  et  $-35^{\circ}\text{S}$  (certaines données, étant jugées trop incomplètes, n'ont pas été commandées).

D'un point de vue purement quantitatif, le tableau 3.2 nous renseigne sur la distribution des acquisitions selon les tracks et les satellites. Ainsi on note que si le nombre total d'images que nous avons à disposition est conséquent, il est cependant biaisé par la quantité importante de données sur la track ERS 282 (représentant 42% de la totalité). En ce qui concerne les autres tracks, outre la 282 ENVISAT qui est relativement limitée, toutes les autres tracks possèdent un nombre d'images comparable, compris entre 12 et 20. Ce nombre, rapporté aux périodes couvertes allant de 8 ans pour ENVISAT, à 19 ans pour ERS, est particulièrement faible et pauvre pour une étude intersismique. Il a donc fallu exploiter la totalité des données, quelles que soient leurs propriétés.

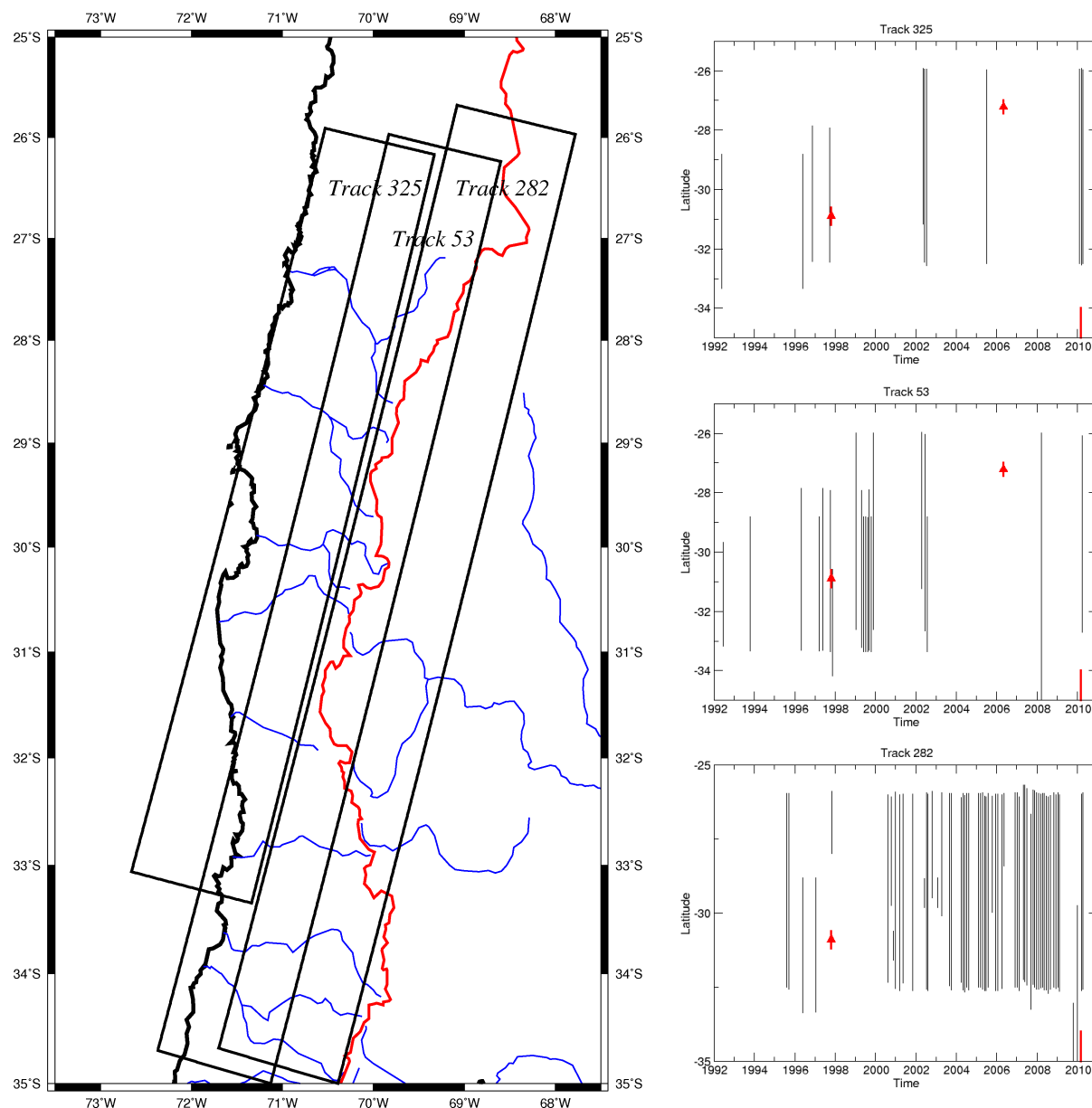


FIG. 3.12 – Ensemble des données ERS archivées par l'ESA et traitées durant cette thèse pour les tracks (d'Ouest en Est) 325, 53 et 282. L'emprise des frames utilisées le long des tracks précédemment citées est réalisée sur une carte du Chili (à gauche), tandis que les graphiques (à droite) représentent la position et la taille des images acquises en fonction de leur date d'acquisition. De plus, les triangles rouges correspondent à la position approximative des foyers des principaux séismes couvrant les périodes d'acquisition (Punitaqui Mw 7.1 en octobre 1997, le swarm de Copiapo à partir de fin avril 2006 et le séisme du Maule Mw 8.8 en février 2010), et les traits en rouge imagent l'étendue des ruptures.



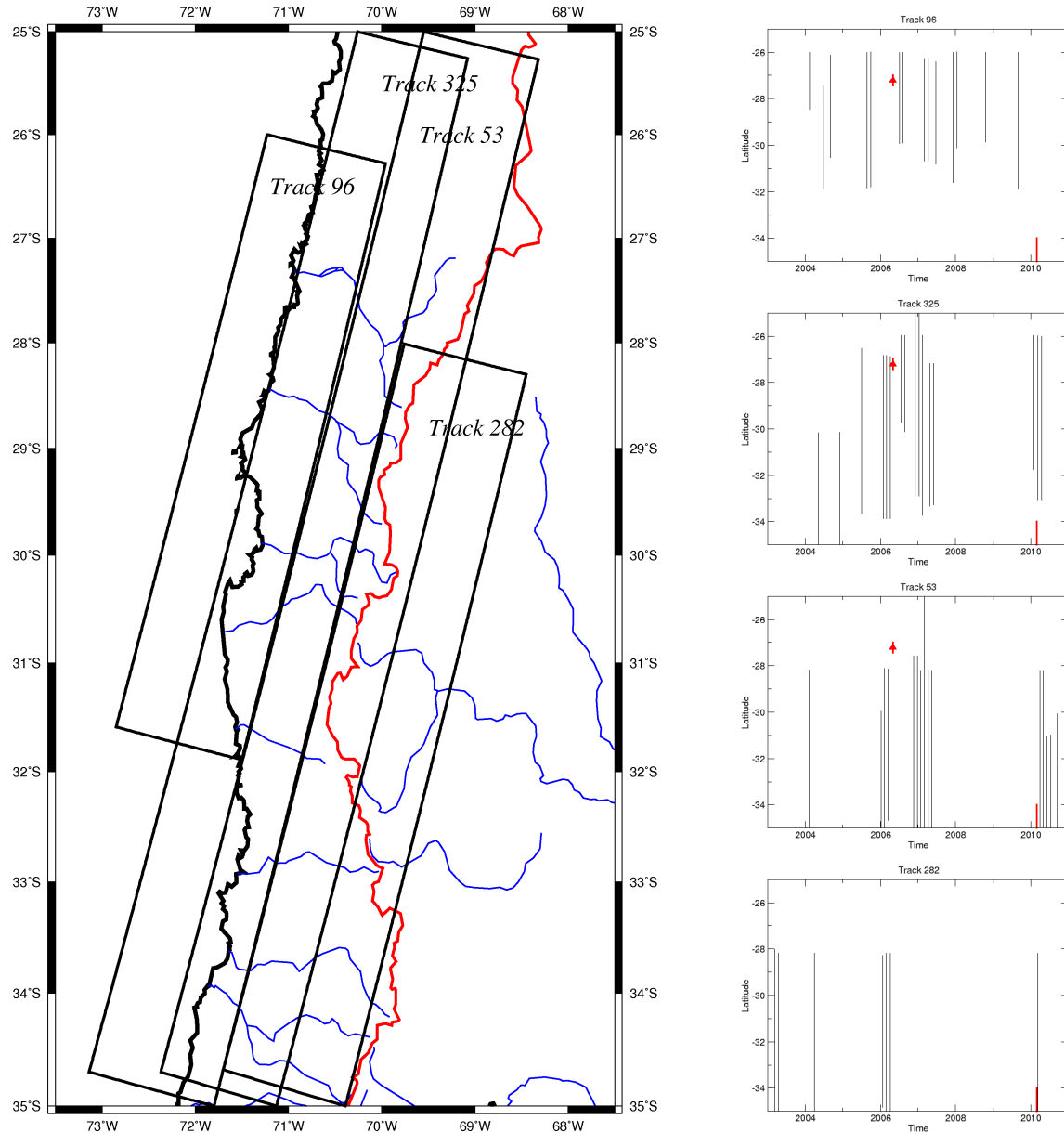


FIG. 3.13 – Ensemble des données ENVISAT archivées par l'ESA et traitées durant cette thèse pour les tracks (d'Ouest en Est) 96,325, 53 et 282. L'emprise des images utilisées le long des tracks précédemment citées est réalisée sur une carte du Chili (à gauche), tandis que les graphiques (à droite) représentent la position et la taille des images en fonction de leur date d'acquisition. De plus, les triangles rouges correspondent à la position approximative des foyers des principaux séismes couvrant les périodes d'acquisition (le swarm de Copiapo à partir de fin avril 2006 et le séisme du Maule Mw 8.8 en février 2010), et les traits en rouge imagent l'étendue des ruptures.

Une vision globale de la totalité des images a été compilée dans les Fig. 3.13 et Fig.

3.12. On remarque, comme on l'avait annoncé dans la partie précédente, que la répartition en espace et en temps des acquisitions est très hétérogène. Ainsi, l'on note des "gaps" d'images sur chaque réseau qui peuvent s'étendre sur plusieurs années (par exemple aucune image sur la track 53 ERS entre 2003 et 2008). De plus, la gamme de latitude couverte par les acquisitions ne se recoupe pas forcément entre elles. Par exemple, pour la track T325, les images de 2004 couvrent uniquement la partie Sud alors que deux images de 2007 couvrent uniquement le Nord de la zone. Il faut donc que la stratégie de traitement en série temporelle utilisée permette un non recouvrement total des acquisitions. À noter, en ce qui concerne la track 96 ENVISAT, que l'on a volontairement stoppé l'acquisition à 32°S (celle-ci se poursuivant en mer). Enfin la track 282, loin de la côte, est ainsi moins utile pour l'étude intersismique.

TAB. 3.2 – Répartition des images sur les différentes track

	T96	T325	T53	T282	Total
ENVISAT	14	17	15	7	53
ERS-1		2	2	3	7
ERS-2		10	18	59	87
Total	14	29	35	69	147

### 3.2.4 Conclusion sur le jeu de données

La présentation de l'ensemble des données géodésiques, GPS et InSAR, sur notre zone d'étude, a montré des limites importantes, qu'elles soient d'ordre qualitatif ou quantitatif. La principale conséquence a été, durant cette thèse, de devoir entreprendre un effort tout particulier dans le traitement des données interférométriques, en proposant notamment des méthodologies adaptées aux problématiques rencontrées.

Nous nous sommes ainsi exclusivement concentrés sur les données radar. Dans certains cas, le GPS est susceptible d'amener une mesure complémentaire permettant de contraindre la mesure interférométrique. Cependant, la forte dispersion du réseau GPS dans notre zone d'étude nous a limités dans son utilisation. Le développement de nouveaux points au cours de la thèse pourrait permettre, à terme, d'entrevoir une étude mixte GPS-InSAR sur l'ensemble de la région.

Les complications de notre jeu de données SAR, que nous avons commencé à esquisser, proviennent de diverses sources :

- L'acquisition des données, tout d'abord, qui n'est pas systématique et qui est soumise

non seulement aux demandes des utilisateurs, mais également aux règles induites par l'ESA et les caractéristiques propres des instruments. Il s'agit sans doute du point le plus critique puisqu'il implique, pour notre étude, un volume de données globalement faible et une dispersion spatio-temporelle des images.

- Les événements sismiques, d'autre part, perturbent l'analyse du signal intersismique. On a ainsi recensé dans notre zone, trois événements majeurs, à l'échelle de notre observation avec l'épisode de Punitaqui en 1997 (qui a été précédé d'un essaim sismique), le swarm de Copiapo en 2006 et le séisme du Maule en 2010.

- Enfin le traitement des données est rendu particulièrement difficile dans une région à forte topographie et où la variation climatique latérale est importante. Nous verrons, de plus, que de nombreux autres artefacts sont présents dans notre jeu de données, notamment avec des effets orbitaux considérables, des PRF variables pour les tracks ERS, et un doppler variable pour les données ERS post 2001.

### 3.3 Conclusions

Les objectifs de ce troisième chapitre sont multiples. Il s'agit, dans un premier temps, de dresser un état de l'art global sur les zones de subduction en général, de la tectonique des plaques jusqu'aux aspects mécaniques, et sur le Chili en particulier, comprenant le comportement de la marge active et la présentation plus spécifique de notre zone d'étude. Dans un second temps, nous avons présenté les données géodésiques dont nous disposons, i.e. le réseau GPS utilisé dans les solutions du LiA et les images InSAR acquises par les satellites ERS et ENVISAT.

La partie subduction et cycle sismique au Chili s'est voulue résolument vulgarisée. En effet, mon profil au moment d'entamer cette thèse étant principalement orienté vers les domaines du traitement signal-images et maths appliquées, j'ai regroupé ici une partie du "background" géoscience que j'ai emmagasiné au cours des trois années passées au laboratoire de géologie de l'ENS et grâce aux modules dispensés à l'IPGP.

La convergence rapide et oblique des plaques Nazca et Sud Américaine, dont la vitesse est actuellement de l'ordre de 7cm/an (celle-ci décroissant depuis les 20 dernières Ma), est à l'origine de déformations majeures (cordillère des Andes et arc volcanique). De plus, l'accumulation de contraintes à l'interface de la subduction entraîne une forte activité sismique dont le comportement varie le long de la marge chilienne. L'étude de la sismicité nous a montré que la zone de subduction pouvait être divisée selon plusieurs segments, de tailles diverses et entrecoupées par des barrières sismiques. Enfin, nous nous sommes intéressé plus spécialement à une région précise, comprise entre les latitudes -25 et -35°S. Celle-ci est ca-

ractérisée par une géométrie singulière (faible pendage, terminaison de rides océaniques) et par un comportement sismique particulier (épisodes d'essaims sismiques, absence de grandes ruptures récentes).

L'étude du cycle sismique de cette zone, et notamment de la phase intersismique, nous permettrait de définir la variabilité latérale du couplage qui y est associée et qui n'est pas contrainte par le GPS. En effet, nous avons vu que l'instrumentation de la zone, principalement dans la partie Nord, est très récente. L'apport de l'InSAR permettrait ainsi de déterminer la déformation de surface de la zone, d'en interpréter le comportement spécifique et, en perspective, d'en savoir davantage sur l'aléa sismique de la région.

Nous avons vu cependant que trois événements marquants s'étaient déroulés durant le temps d'acquisition de nos données radar. En ce qui concerne le séisme du Maule en 2010, la limite de rupture (autour de  $34^{\circ}\text{S}$ ) se situe dans la partie Sud de notre région. À l'échelle de notre track (plus de 1000 km de long), les effets co et post-sismiques qui y sont associés, s'ils doivent être pris en compte, ont donc un impact relativement faible pour nos objectifs d'étude. À contrario, les épisodes de Punitaqui en 1997 pour les track ERS, et Copiapo en 2006 pour les tracks proches de la côte, ont lieu en plein coeur de notre zone d'étude (respectivement à  $-32^{\circ}\text{S}$  et  $-27^{\circ}\text{S}$ ). Ainsi, il était essentiel, pour obtenir une mesure fiable de la vitesse intersismique, d'ôter les contributions de ces événements sur l'ensemble de nos tracks. De plus, Punitaqui et Copiapo revêtent des comportements particuliers : pour le premier cas un essaim sismique a d'abord été déclenché, suivi plus tard d'un séisme en slab-push et d'un second essaim sismique ; dans le deuxième cas on note dans nos données un post-sismique particulièrement marqué et qui n'a pas été révélé par une précédente étude InSAR (l'unique dans notre région).

Ainsi avant de quantifier la déformation intersismique et sa dispersion latérale, nous avons entrepris l'étude du swarm de Copiapo en 2006, en utilisant la track 96 ENVISAT, et celle des événements de Punitaqui en 1997, à l'aide de la track 53 ERS. Le premier cas d'étude est largement avancé, un article est d'ailleurs en cours d'écriture, et il sera l'objet du chapitre suivant. En ce qui concerne le cas Punitaqui, il s'agit encore d'une recherche préliminaire et nous l'avons ainsi couplée à l'étude intersismique dans le chapitre 5.



# Application : traitement SAR et étude du swarm de Copiapo

---

## Sommaire

---

<b>4.1</b>	<b>Contexte sismique</b>	<b>138</b>
4.1.1	Etude de la sismicité	138
4.1.2	Calcul de la b-value	141
<b>4.2</b>	<b>Chaîne de traitement des interférogrammes</b>	<b>142</b>
4.2.1	Génération des interférogrammes	142
4.2.1.1	Algorithme général	142
4.2.1.2	Parallélisation	145
4.2.1.3	Formation des interférogrammes	146
4.2.2	Corrections avant déroulement	146
4.2.2.1	Corrections atmosphériques	147
4.2.2.2	Corrections orbitales	149
4.2.2.3	Corrections topographiques	152
4.2.2.4	Filtrage de la phase	153
4.2.3	Déroulement de la phase	154
4.2.4	Corrections après déroulement	156
<b>4.3</b>	<b>Série temporelle et inversion des composantes co et post sismique</b>	<b>159</b>
4.3.1	Série temporelle	159
4.3.2	L'analyse en composante principale	162
4.3.2.1	Principe	162
4.3.2.2	Applications	163
4.3.3	Séparation des contributions du cycle sismique	165
<b>4.4</b>	<b>Modélisation du swarm de Copiapo</b>	<b>167</b>
4.4.1	Inversion du co et du post-sismique	167
4.4.2	Modélisation du glissement sur l'interface	170
4.4.2.1	Un co-sismique contraint	170
4.4.2.2	Discussion sur le post-sismique	172

---



## 4.1 Contexte sismique

### 4.1.1 Etude de la sismicité

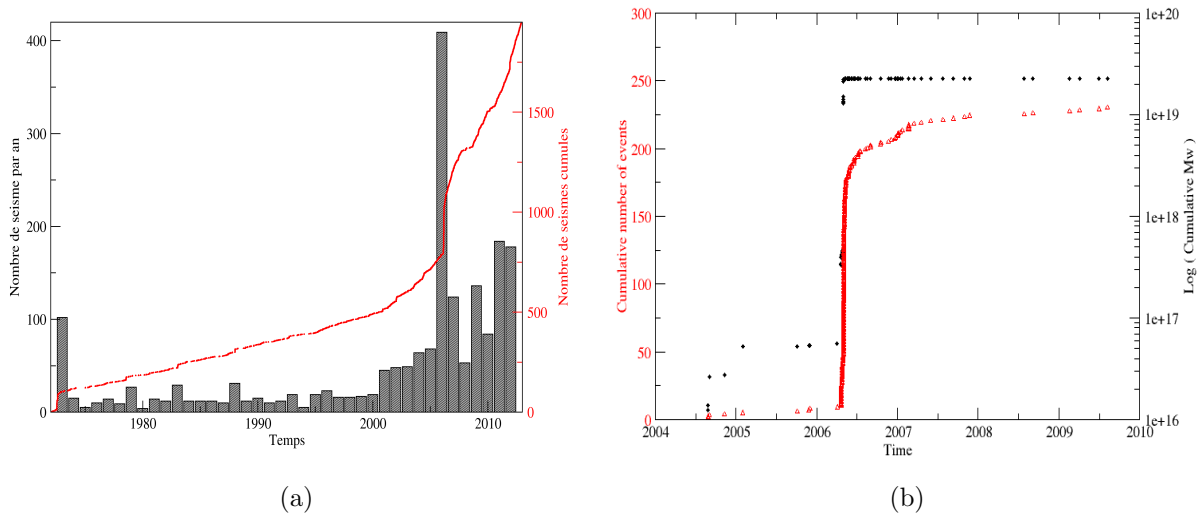


FIG. 4.1 – Histogramme du nombre de séismes en fonction du temps et distribution des séismes en fonction du temps entre 1973 et 2012 (a). Évolution de la sismicité et du nombre d'événements cumulés autour de l'épisode de 2006 (b).

Ce chapitre présente l'étude que nous avons conduite concernant l'essai sismique de Copiapo. Celui-ci s'est déroulé à partir de la fin avril 2006 et comprend deux séismes de magnitude supérieure à 6.0 (Mw 6.5 et Mw 6.7 le 30 avril). La localisation des séismes se situant dans la partie superficielle du slab, la majorité étant inférieure à 20 km de profondeur, et leur amplitude étant relativement faible, la déformation "visible" par InSAR est principalement localisée près de la côte. C'est la raison pour laquelle nous avons utilisé la track 96 pour extraire les principales caractéristiques de l'événement (co et post sismique), à partir du traitement en série temporelle et de l'inversion de la déformation observée.

Tout d'abord il nous faut préciser à quoi correspond la notion d'essai sismique ou de "swarm" et comment on peut identifier l'épisode de Copiapo comme tel. Une des définitions les plus citées est la suivante : série de secousses sismiques regroupées dans le temps et l'espace dont aucune ne peut être identifiée comme le choc principal. Cependant, cette définition peut parfois s'avérer confuse et en général on parle de swarm lorsque le comportement d'un ensemble de séismes ne peut être expliqué autrement. De plus, l'origine de ces tremblements de terre et leur implication dans la distribution de contrainte sont assez méconnues. Une des hypothèses consiste à penser qu'ils pourraient être des précurseurs d'un séisme de grande ampleur.

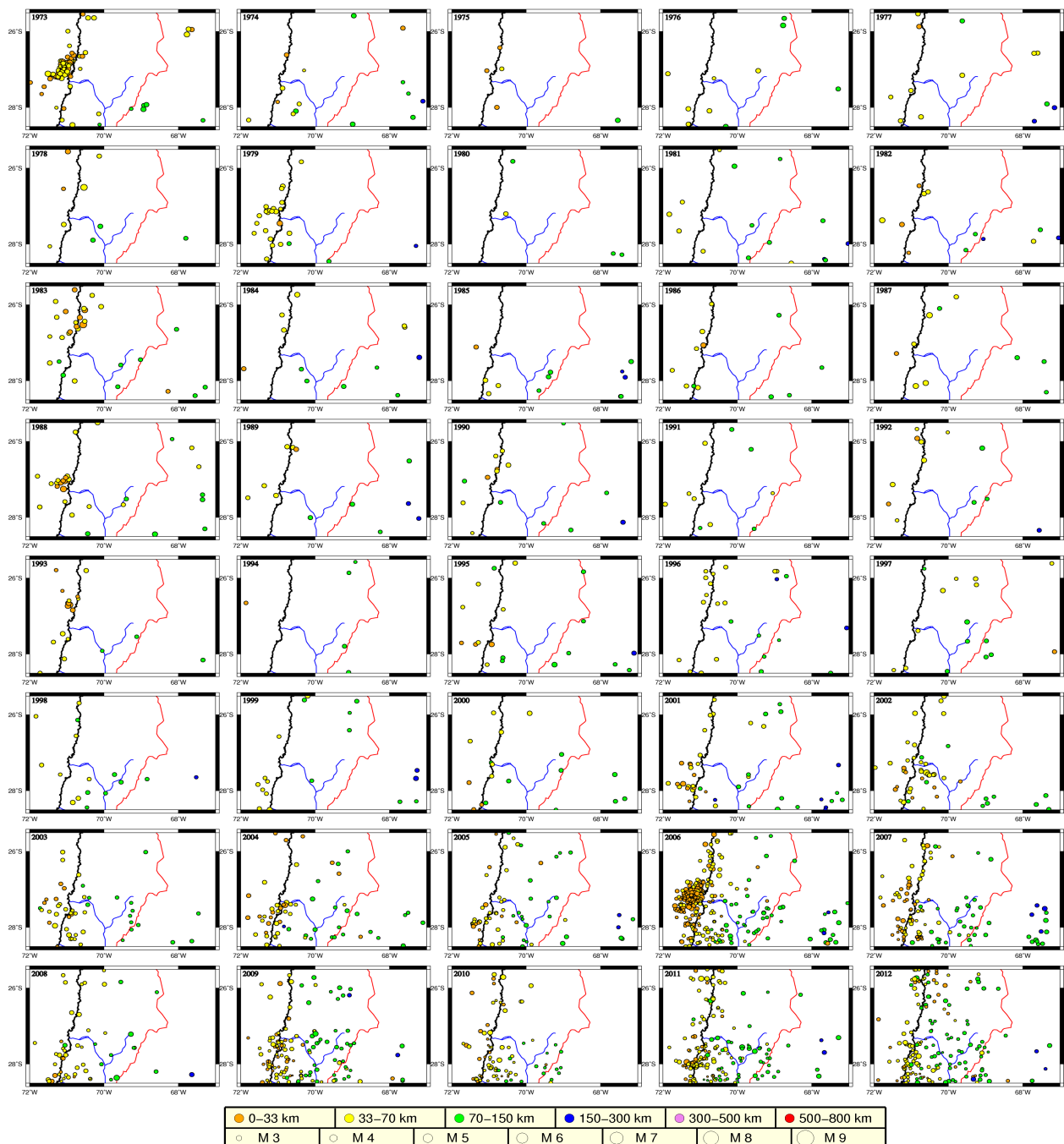


FIG. 4.2 – Évolution de la sismicité d'après le catalogue donnée par l'USGS entre 1973 et 2012 et complétée par le catalogue chilien à partir de 2008. Chaque séisme est représenté par un cercle dont la position est celle de son épicerne, dont la couleur dépend de sa profondeur et dont la taille est fonction de sa magnitude.

Quoi qu'il en soit, l'étude de ces épisodes particuliers est un enjeu important dans la compréhension du cycle sismique. La détection de ces essaims peut être effectuée tout d'abord en étudiant la sismicité de la région. Nous avons ainsi représenté l'évolution de la sismicité entre 1973 et 2012 autour de la région de la Caldera, entre  $-25.5^\circ$  et  $-28^\circ$  (cf Fig. 4.1). Il est important de noter que, si nous avons utilisé l'ensemble du catalogue de l'USGS (avec des magnitudes supérieures à Mw 1.8), celui-ci est biaisé par un réseau d'instruments peu dense dans cette région. Ainsi on considère que la magnitude de complétude du catalogue est assez élevée, d'autant plus pour les données les plus anciennes (autour de Mw 4.0).

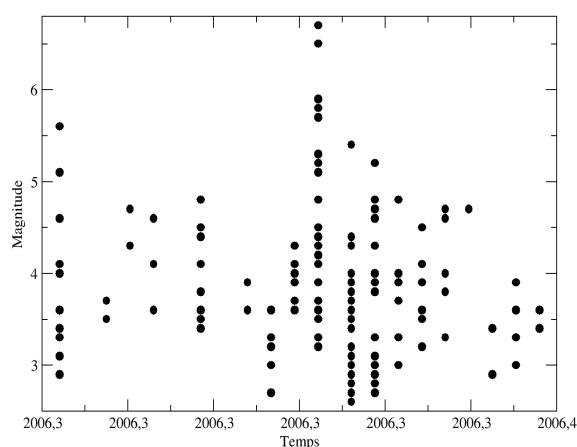


FIG. 4.3 – Ensemble des événements de l'essaim représentés par leur magnitude en fonction du temps.

La sismicité des 40 dernières années sur la zone considérée est relativement faible (la région est cependant de petite dimension). On décompte seulement une vingtaine de séismes dont la magnitude est supérieure ou égale à 6.0, et deux dont la magnitude est supérieure ou égale à 7.0 (un Mw 7.0 en 1978 et un Mw 7.4 en 1983). Outre ces derniers événements, qui ont produit plusieurs répliques, le reste de la sismicité est très éparé spatialement et temporellement, excepté en 1973 et en 2006. En effectuant une rapide étude statistique, cf Fig. 4.2, on s'aperçoit en effet que la sismicité globale atteint un maximum "local" lors de ces deux dates. De plus, l'essentiel de cette sismicité est concentré sur une période de temps très courte. On dénombre ainsi une série sans interruption de 47 séismes entre le 2 et le 14 juillet 1973 de magnitude comparable (entre Mw 3.7 et Mw 5.6) puis un ensemble de 29 séismes entre le 26 juillet et le 8 août 1973 avec cette fois trois séismes de magnitude supérieure 6.0 (un Mw 6.1 et deux Mw 6.3).

D'une façon similaire nous avons répertorié 235 séismes entre le 16 avril et le 12 mai 2006. On remarque de plus que la sismicité reste conséquente jusqu'à la fin 2007. Ces deux

épisodes de sismicité intense, tant dans leur confinement spatio-temporel que dans l'absence d'un choc principal déterminé peuvent donc être assimilables à des essais sismiques.

### 4.1.2 Calcul de la b-value

Si l'examen de la sismicité nous a donné des indices concordant concernant la présence d'un essaim sismique autour de Copiapo en avril-mai 2006, les lois de puissance, basées sur des études globales à l'échelle de la planète, peuvent permettre d'appuyer ces hypothèses.

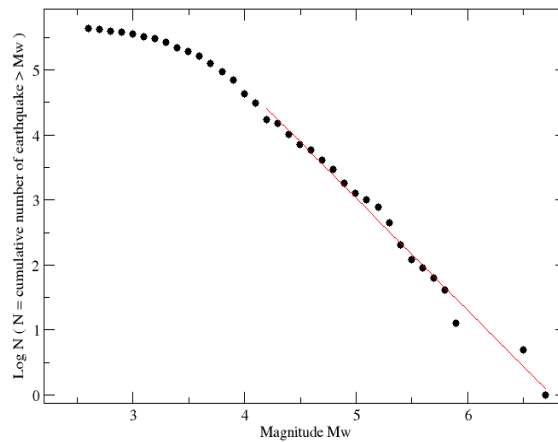


FIG. 4.4 – Détermination de la "b-value" selon la loi de Gutenberg Richter pour le swarm de Copiapo en 2006 avec la magnitude de complétude estimée à 4.0.

L'observation des séismes a montré que leur distribution n'était pas uniformément répartie que ce soit en espace, en temps ou en amplitude. Les lois de puissance permettent cependant de relier la distribution des séismes en fonction de leur amplitude. La loi empirique de Gutenberg-Richter [Gutenberg et Richter, 1954], se définit ainsi de la manière suivante :

$$\log_{10} N = a - bM \quad (4.1)$$

avec  $N$ , le nombre de séismes de magnitude  $\geq M$ ,  $a$  et  $b$  des constantes positives. Le paramètre  $a$ , égal au  $\log$  du nombre de séismes  $\geq 0$ , décrit donc l'activité sismique en donnant le nombre global de séismes compris dans la période d'observation (celle-ci n'est pas absolue, la complétude des catalogues étant limitée). Le paramètre  $b$  représente, lui, le rapport entre les différentes tailles de séismes. Celle-ci a une valeur typique égale à 1 ce qui implique, par exemple, que pour un séisme de magnitude égale à 7.0, nous avons 10 séismes de magnitude 6.0, 100 séismes de magnitude 5.0 etc... Cette valeur peut cependant varier selon le jeu de données utilisées et fait l'objet de nombreux débats [Kulhanek, 2005].

En effet le calcul de la "b-value" est dépendant de la taille et de la complétude du catalogue, de la précision de la magnitude des événements ou de la façon de "fitter" les données.

Il a ainsi été observé des b-values supérieures à 1, atteignant même 2.5 pour des épisodes de swarm. En effet comme nous l'avons défini, l'essai sismique n'a pas de choc principal bien identifié mais est plutôt constitué d'un ensemble de séismes de magnitude similaire (cf Fig. 4.3). Dans notre cas, en arrêtant la complétude de notre catalogue aux magnitudes supérieures à Mw 4.0, nous trouvons une bvalue égale à 1.75 (cf Fig. 4.4) pour l'épisode de Copiapo. Là encore, cela semble soutenir que le phénomène observé est bien un essaim sismique.

## **4.2 Chaîne de traitement des interférogrammes**

### **4.2.1 Génération des interférogrammes**

L'une des principales contributions de cette thèse a été le développement d'outils adaptés aux traitements InSAR, et ce en utilisant un jeu de données limité. La base méthodologique choisie est celle du logiciel NSBAS dont nous avons rappelé les caractéristiques majeures dans le premier chapitre. Outre l'algorithme de correction d'erreur de MNT, d'autres modules ont ainsi été testés et/ou développés, afin d'améliorer les performances de la chaîne de traitement. Cependant, les problématiques diffèrent en fonction de la région considérée, du type d'étude menée ou du satellite utilisé. Dans la suite de ce chapitre, nous discuterons donc des apports spécifiques motivés par les problématiques posées par l'étude de la track ENVISAT 96, puis nous verrons dans le prochain chapitre les évolutions que nous avons dû entreprendre pour les autres tracks traitées.

#### **4.2.1.1 Algorithme général**

Nous allons montrer ainsi les étapes successives nécessaires pour passer des images brutes fournies par l'ESA à la série temporelle que nous voulons obtenir pour l'étude du cycle sismique dans la région de Copiapo, et principalement pour l'étude du swarm de 2006. Tout d'abord, une des étapes critiques du processus, puisque nous sommes dans une logique à petite ligne de base, est la coregistration des images SAR dans une même géométrie. Basiquement, on utilise une image dite maîtresse, choisie en fonction de sa taille (elle doit recouvrir la totalité de la région étudiée) et de sa position dans le réseau interférométrique (la plus centrale possible). En effet, la précision de la coregistration entre deux images est d'autant plus importante que celles-ci ont une géométrie d'acquisition proche (ce qui implique une faible ligne de base perpendiculaire) car la corrélation d'image

se basant en partie sur le chatolement est plus précise que l'unique corrélation des structures (topographie, urbanisation,...). De plus la ligne de base temporelle est également une limite dans la corrélation d'images : l'amplitude des pixels, qui rend compte des propriétés diélectriques des objets, peut en effet évoluer en fonction du temps.

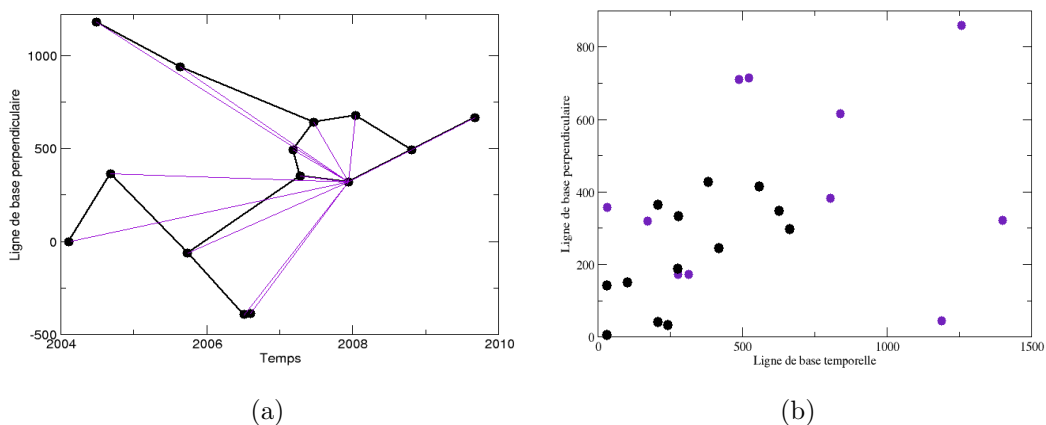


FIG. 4.5 – Comparaison entre une coregistration avec une seule image maîtresse (en violet) ou plusieurs images sous-maîtresses (en noir). Les réseaux sont représentés en (a) et leur répartition en baseline perpendiculaire vs baseline temporelle des couples d'images utilisées pour la coregistration est visible en (b).

Dans notre cas, le réseau interférométrique étant particulièrement dispersé en temps et en ligne de base perpendiculaire, je me suis rendu compte de l'impossibilité d'obtenir une coregistration de "qualité" entre l'image maîtresse et certaines images esclaves, trop séparées en ligne de base. En particulier, la corrélation dans la direction azimutale donnait des biais systématiques de 0.5 à 2 pixels, dont je n'ai pu détecter l'origine qu'après avoir constaté l'absence anormale de cohérence des interférogrammes calculés à partir d'images mal coregistrées. Des tests de corrélation par "étapes", utilisation d'une image intermédiaire B pour coregistrer les images A et D, ont permis de corriger ces biais dont l'origine est encore inconnue. Notons alors que l'écart type de la corrélation directe AD n'incluait pas l'offset trouvé en faisant  $AB+BC+CD$ .

Nous avons donc choisi d'utiliser en plus d'une image maîtresse, qui définit toujours la géométrie d'acquisition, d'autres images que nous appellerons "maîtresses secondaires" pour aider à la coregistration. L'idée étant ici de minimiser les lignes de bases temporelles et perpendiculaires entre l'image qui est coregistrée et son image "maîtresse" associée.



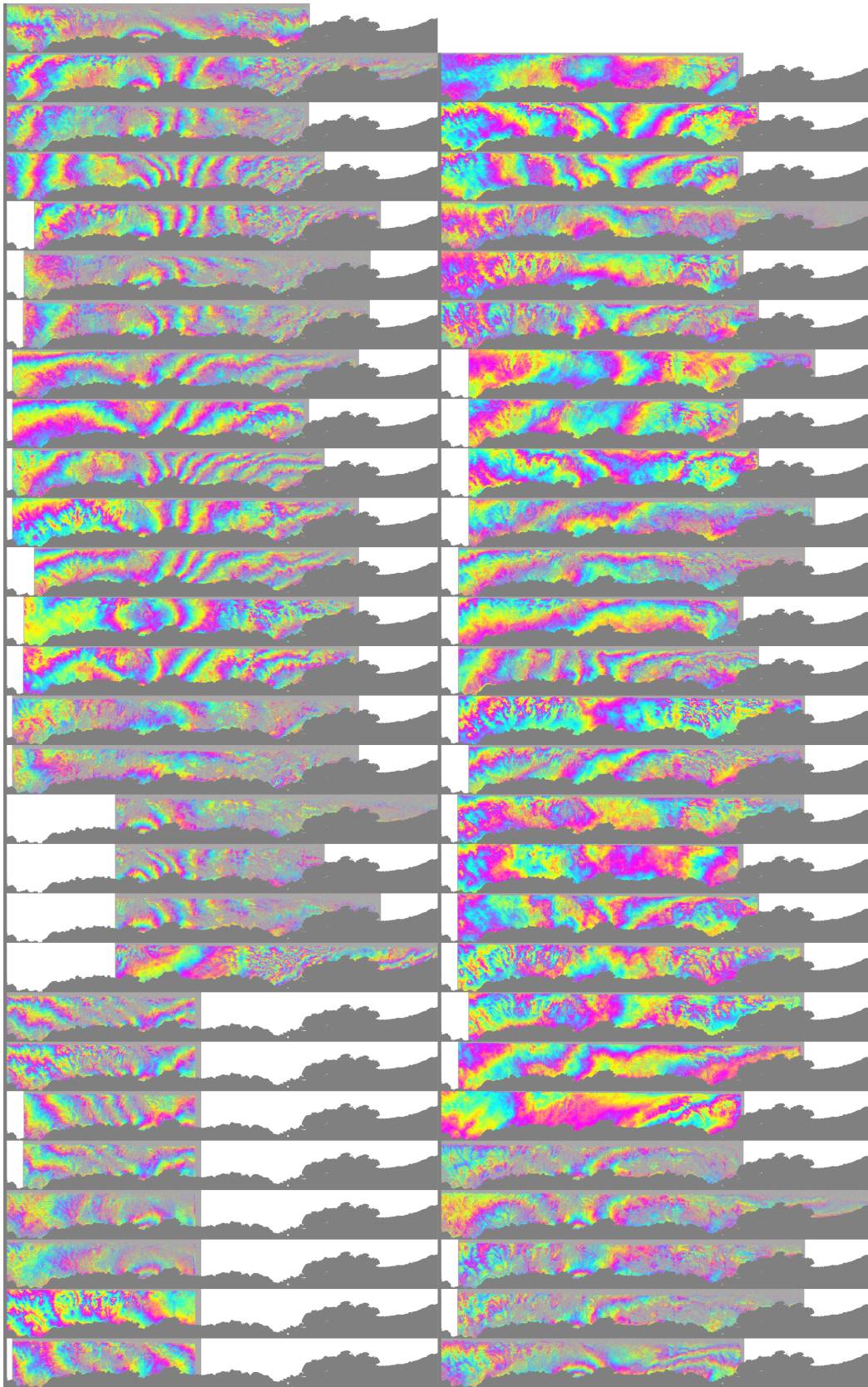


FIG. 4.6 – Ensemble des 55 interférogrammes générés et traités sur la track 96 ENVISAT classés en fonction des dates d'acquisitions.

La géométrie devant être conservée, l'ensemble des images doit être relié à l'image maîtresse principale par une ou plusieurs coregistrations successives (les images "sous-maîtresses" de premier ordre sont donc directement coregistrées avec l'image maîtresse principale). En pratique, on cherche à minimiser une distance  $d_{ij}$  entre une image  $i$  et une image  $j$  déjà coregistrée. Nous l'avons défini de la façon suivante :

$$d_{ij} = \sqrt{\left(\frac{B_{\perp}^{ij}}{2B_{\perp}^0}\right)^2 + \left(\frac{B_{temp}^{ij}}{2B_{temp}^0}\right)^2} \quad (4.2)$$

avec  $B_{\perp}^{ij}$  et  $B_{temp}^{ij}$  les lignes de bases perpendiculaires et temporelles du couple d'images, et  $B_{\perp}^0$  et  $B_{temp}^0$  des constantes qui contraignent la dépendance aux décorrelations géométriques et temporelles entre les deux images. Pour notre étude nous avons fixé  $B_{\perp}^0$  à 500 m et  $B_{temp}^0$  à 3 ans. On utilise également, outre la distance définie dans l'équation 4.2, un seuil sur le taux de recouvrement spatial des deux images par rapport à la région d'intérêt afin de conserver la plus grande longueur possible pour chaque image : c'est à dire que les sous maîtresses choisies doivent couvrir au maximum la gamme de latitude. Le réseau obtenu est représenté dans la Fig. 4.5(a) en comparaison avec le réseau classique, en "étoile" autour de l'image maîtresse. La Fig. 4.5(b) montre quant à elle l'effet obtenu sur l'ensemble des couples d'images coregistrées. On constate une diminution nette des lignes de base perpendiculaires et temporelles entre les images coregistrées et leur image maîtresse ce qui limite la décorrelation spatio-temporelle des images d'amplitude. La précision de l'étape de coregistration est ainsi améliorée et permet de limiter les effets de rampes et la décorrelation observables dans les interférogrammes. Cependant ce système peut également propager les erreurs de coregistration dans le réseau. Toutefois ce problème peut être limité en seillant le nombre de coregistrations successives nécessaires à la coregistration d'une image.

#### 4.2.1.2 Parallélisation

L'étape de coregistration peut, de plus, être particulièrement coûteuse en temps de calcul, tout comme l'est la génération d'un nombre conséquent d'interférogrammes. Pourtant le calcul de coregistration de chaque image, pour autant que l'image "maîtresse" associée soit déjà coregistrée, est totalement indépendant du reste du réseau. De même, la génération de chaque interférogramme, ainsi que la formation des images SLC, peuvent s'effectuer de façon autonome. Ainsi les processus de traitement InSAR sont-ils de bons candidats à l'algorithme parallèle. Cela reste même un défi à venir important compte tenu d'une part de l'attente de volume de données important pour les prochaines missions spatiales (Sentine), et d'autre part des possibilités offertes par des machines de plus en plus puissantes. Nous avons ainsi introduit un module perl permettant de lancer plusieurs calculs de façon automatisée et transparente pour l'utilisateur dans notre chaîne de traitement. Celles-ci permettent d'utiliser de façon optimale la capacité des multi-processeurs afin de diminuer le

temps de calcul d'un facteur dépendant du nombre de "threads" disponibles. Si le gain reste important en utilisant une machine récente dotée de 4 coeurs dédoublés, comme c'est notre cas, il est bien inférieur au gain théorique proposé par le calcul parallèle par carte graphique (GPU), qui est une perspective dans les années à venir. Ce dernier choix était dans notre cas limité par l'objectif d'une chaîne de traitement développée en format open source et par sa portabilité.

#### 4.2.1.3 Formation des interférogrammes

En ce qui concerne la génération des interférogrammes nous avons limité la ligne de base perpendiculaire à 600 m. En effet, la décorrélation spatiale commence à être problématique, notamment durant l'étape de déroulement, à partir de 400-500 mètres. Cependant, l'apport de la correction de MNT sur le déroulement nous permet d'augmenter ce seuil. Nous avons de plus fixé une ligne de base temporelle maximale de 6 ans. L'ensemble des interférogrammes répondant à ces critères est présenté dans la Fig. 4.6. Nous dénombrons 55 interférogrammes dont la  $B_{\perp}$  est comprise entre 0.5 et 585 m (avec une moyenne autour de 280 m), et la  $B_{temp}$  entre 1 mois et plus de 5 ans (avec une moyenne proche de 2 ans). Parmi ces données la moitié "voit" le swarm de Copiapo, avec cependant une  $B_{temp}$  moyenne qui avoisine les 3 ans, ce qui entraîne une limite dans l'extraction des différentes composantes du cycle sismique (étant donné la distribution des différentes acquisitions). Si l'utilisation des images est globalement bien répartie, on note trois dates particulièrement excentrées dans le réseau et qui ne sont ainsi que peu sollicitées (les deux dates de 2006 et celle de juin 2004). De plus, si seulement une petite partie des interférogrammes se prolonge jusqu'à la baie de la Serena, la totalité contient la région de Copiapo, avec cependant une limite au Nord de la zone pour quatre d'entre eux et une limite au Sud pour huit d'entre eux (ce qui peut ici compliquer la détermination de rampes orbitales au travers de l'épisode du Swarm).

L'observation globale de l'ensemble des interférogrammes permet de présager des multiples contributions que nous devons soustraire à la phase afin d'être capables de déterminer une mesure précise de la déformation du sol par InSAR. En effet, on dénote parmi les interférogrammes générés des rampes orbitales conséquentes, des régions à faible cohérence, des effets atmosphériques importants etc...

### 4.2.2 Corrections avant déroulement

L'étape de déroulement est critique pour l'obtention de carte de déformation, cependant ici le mélange de délais atmosphériques, d'erreur MNT et de bruit de phase rend le déroulement impossible sans corrections préalables.



### 4.2.2.1 Corrections atmosphériques

Un effort important a ainsi été entrepris pour la correction des interférogrammes avant et après déroulement. L'enchaînement de ces différentes corrections est réalisé de façon séquentiel et selon un ordre précis, les contributions de phase pouvant être fortement corrélées entre elles. Il est ainsi préférable d'appliquer les corrections atmosphériques, qui plus est lorsque nous utilisons un modèle atmosphérique, avant celles de l'erreur de MNT. Je commencerai donc mon tour d'horizon, concernant le traitement des données de la track 96, par les corrections atmosphériques. Pour cette track nous avons utilisé les données prédites par le modèle ERA-Interim.

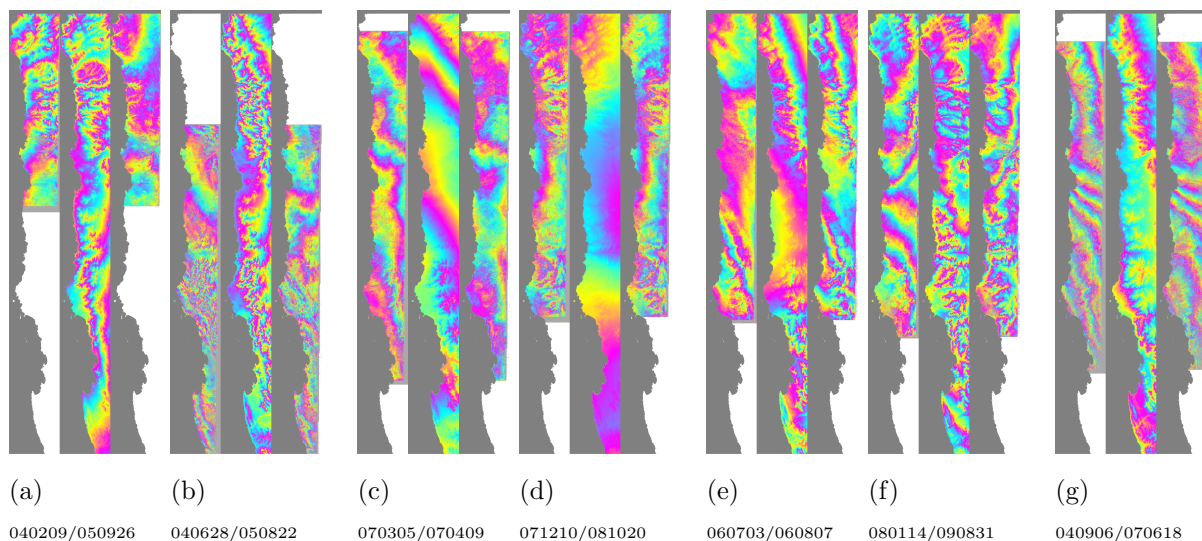


FIG. 4.7 – Exemples de corrections atmosphériques en utilisant ERA Interim sur 7 interférogrammes totalement indépendants. Chaque exemple est représenté avec de gauche à droite l'interférogramme d'origine, le modèle atmosphérique prédit par ERA-I et l'interférogramme corrigé. Si la correction à petite longueur d'onde paraît acceptable pour les interférogrammes (a) et (b), elle rajoute du bruit pour les interférogrammes (e) et (f). Enfin on note des effets de "rampes" pour les cas (b) et (c) et mixtes pour le cas (g).

La mesure géophysique radar, qui est l'objet de notre étude, repose exclusivement sur des déformations de surface pouvant être perturbées par des changements de propriétés du sol. Cependant, il ne faut pas oublier que l'onde électromagnétique traverse, depuis le satellite, la totalité de l'atmosphère terrestre (qu'on peut considérer égale à 500 à 600 km) avant d'atteindre la surface terrestre. Durant ce trajet, la vitesse et la direction de l'onde peuvent être amenées à fluctuer tant spatialement que temporellement. Ces variations sont principalement dues aux changements de propriétés des couches atmosphériques rencontrées

qui ont pour effet de modifier l'indice de réfraction de l'air et ainsi d'induire une modification du comportement de l'onde radar. La détermination de l'indice de réfraction (qui varie selon la longueur d'onde qui traverse le milieu considéré) nous permet ainsi de déterminer le délai de phase prédit par les perturbations atmosphériques. Pour une onde radar, l'indice de réfraction  $N$  de l'atmosphère peut être explicité par :

$$N = \underbrace{k_1 \frac{P}{T}}_{\text{délai sec}} + \underbrace{k_2 \frac{e}{T} + k_3 \frac{e}{T^2}}_{\text{délai humide}} + \underbrace{k_4 W}_{\text{délai liquide}} + \underbrace{k_5 \frac{n_e}{f^2}}_{\text{délai iono.}} \quad (4.3)$$

On note ainsi une dépendance à la pression  $P$ , la température  $T$ , la pression en vapeur d'eau  $e$ , le contenu en eau liquide  $W$ , la concentration en électron  $n_e$  et la fréquence de l'onde radar  $f$ . Les constantes  $k_1$  à  $k_5$  sont quant à elles des paramètres qui peuvent être déterminés par des études expérimentales. Le délai atmosphérique total est partagé ainsi en quatre termes distincts. Parmi ceux-ci, on ne tiendra pas compte, dans la suite, des termes liquides et ionosphériques. En effet pour le premier cité, l'impact est négligeable comparé au délai humide total (moins de 5%). Pour le second terme, l'effet est surtout problématique à plus grande longueur d'onde (typiquement pour l'utilisation de la bande L). Ainsi des délais identifiés dans l'équation précédente, nous nous focalisons sur les délais, sec et humide, qui ne dépendent que de  $P$ ,  $T$  et  $e$ . Si le délai hydrostatique (ou sec) représente la majeure partie du délai total (environ 95 %), c'est le délai humide qui explique environ les deux tiers des variations spatio-temporelles du délai (c'est à dire la partie qui influe sur la perturbation de la mesure interférométrique).

Nous avons donc utilisé les réanalyses ERA-Interim permettant de connaître la température, l'humidité et l'altitude pour chaque isobare entre 1 et 1000  $hPa$ . L'échantillonnage est composé d'une donnée toutes les 6 h (les acquisitions se déroulant vers 14h nous avons choisi celle de 12h) et d'un point tous les  $0.75^\circ$ . De plus, nous utilisons les paramètres  $k_1$ ,  $k_2$  et  $k_3$  données par [Smith et Weintraub, 1953] pour le calcul des contributions au délai sec et humide. Ainsi, nous pouvons intégrer le délai total en fonction de l'altitude pour chaque date et sur chaque point de la grille ERA-Interim. Il suffit ensuite de générer une image "atmosphérique" synthétique en interpolant le délai pour chaque pixel, en fonction de son altitude et en utilisant les données des quatre points ERA-Interim les plus proches. Le modèle atmosphérique pour un interférogramme est alors obtenu en soustrayant les modèles respectifs de chaque image le constituant.

La Fig.4.7 montre les résultats obtenus sur un ensemble d'interférogrammes indépendants (les effets atmosphériques d'une image se répétant dans chaque interférogramme où elle est indexée). On constate que les corrections sont globalement convenables mais que certaines brisent les interférogrammes à petites longueurs d'ondes (i.e. sur un relief accidenté). En effet le modèle ERA-Interim, s'il utilise des données météo, reste prédictif. De plus, l'espa-

ement important de la grille empêche de détecter des perturbations atmosphériques très locales. Dans le cas de la T96 Envisat sur les 14 images acquises, on se rend compte en analysant l'ensemble des interférogrammes que plusieurs images sont mal corrigées en utilisant ERA-I avec une ou deux franges résiduelles (liées à la topographie). On voit également sur les exemples de la Fig.4.7 que la prédiction ERA-I comporte des rampes de phase à grandes longueur d'onde qui sont plus ou moins incluses dans les données.

La difficulté ici est liée au petit nombre de données. Lorsque ce nombre de données est important, on peut admettre qu'ERA-I "se trompe" parfois car la mesure du déplacement va moyenner des erreurs supposées aléatoires. Ici, avec 14 images, de grosses perturbations résiduelles sur quelques images vont totalement brouter l'estimation finale. Nous avons donc réfléchi tout d'abord à l'application d'une méthode mixte, avec correction ERA-I a priori avant déroulement, puis correction individuelle empirique (estimation de la pente phase versus topographie) de certaines images après déroulement (que nous verrons par la suite).

Pour d'autres tracks, nous avons finalement opté pour une correction purement empirique de l'atmosphère en utilisant la relation entre la phase et la topographie. Nous parlerons plus particulièrement de ces cas dans le chapitre suivant.

#### 4.2.2.2 Corrections orbitales

Les effets de rampe dans les images SAR sont un effet bien connu des géodésiens et l'on considère généralement la mesure comme étant à "une rampe près". Un réseau GPS continu suffisamment dense, ayant des informations précises sur la verticale, pourrait permettre d'aplatir le réseau interférométrique, c'est à dire de supprimer cet effet de plan incliné. Dans notre cas, nous nous contentons de l'estimer le long de la track.

L'exercice est cependant périlleux puisqu'il est possible que la déformation que nous souhaitons mesurer soit intégrée à cette rampe de phase. Ainsi nous nous proposons de réaliser la correction orbitale en deux phases distinctes : une première correction en phase enroulée, pour améliorer le calcul d'erreur de MNT et le déroulement ; puis une seconde étape, que nous verrons par la suite, qui consiste à remettre la rampe précédemment retirée et à ré-estimer celle-ci en masquant la zone de déformation.

Les rampes orbitales sont créées par la mauvaise connaissance de la position des satellites lors de chaque acquisition (à des temps différents). Les erreurs sur les positions des "state vectors" produisent en général l'apparition de franges parallèles à la direction azimutale. Pour faciliter la détermination de ces franges, on se base sur des interférogrammes préalablement filtrés (cependant la correction est effectuée sur les interférogrammes bruts).



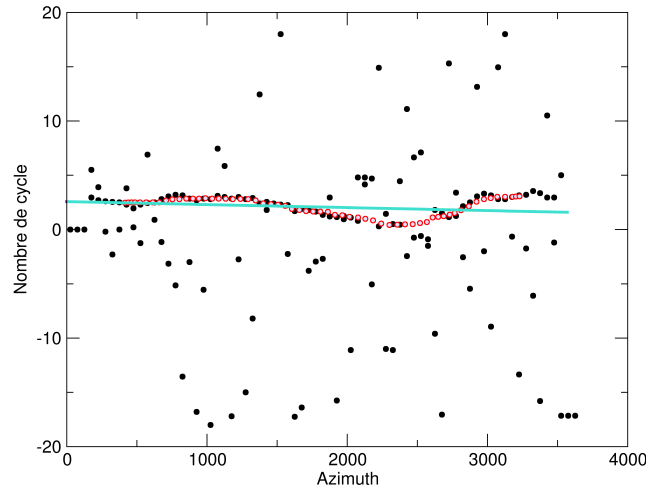


FIG. 4.8 – Détermination de la rampe orbitale en portée, variable linéairement en fonction de l’azimut : les points en noir correspondent à l’estimation du cycle de phase par unité de largeur de la track dans chacune des régions en range et en azimuth, les points en rouge représentent les valeurs médianes estimées pondérées par la cohérence et la courbe en turquoise la régression linéaire en fonction de l’azimut.

Nous réalisons un filtrage des phases complexes  $e^{\phi_{ij}}$  par moyenne glissante sur des fenêtres de largeur  $l_{fen}$ , pondéré par la cohérence locale  $\gamma_{ij}$  et par un seuil sur l’amplitude. Nous appliquons ainsi successivement, en portée puis en azimuth les opérations suivantes :

$$\phi_{x,j} = \sum_{j=x-fen}^{x+fen} \phi_{ij} \left(1 - \frac{|j-x|}{l_{fen}}\right) \gamma_{ij} \quad (4.4)$$

$$\phi_{x,y} = \sum_{i=y-fen}^{y+fen} \phi_{xj} \left(1 - \frac{|i-y|}{l_{fen}}\right) \gamma_{xj} \quad (4.5)$$

avec  $\gamma_{xj} = |\phi_{x,j}|$  et  $\gamma_{xy} = |\phi_{x,y}|$ . On définit ainsi une cohérence spatiale  $\gamma_{xy}$  sur les fenêtres glissantes. Comme nous l’avons annoncé précédemment, nous cherchons à modéliser les franges d’interférence (soit le nombre de cycle de phase), issues des erreurs orbitales, par une rampe qui peut varier en fonction de l’azimut et qui est linéaire avec le range. Nous avons choisi pour limiter l’impact sur les déformations du sol, d’utiliser une fonction qui soit linéaire avec l’azimut. Pour cela nous avons réalisé quatre étapes succesives, dont les résultats sont visibles dans la Fig. 4.8 :

1) Nous partageons notre image en un ensemble de sous régions de même dimension (avec un échantillonnage principalement en azimuth), et dans chaque fenêtre nous recherchons le nombre de cycles de phase en portée, parmi un ensemble de valeurs, qui maximise la cohérence dans la fenêtre. Nous conservons alors cette valeur pour chaque région.

2) Nous estimons la cohérence précédemment définie afin de quantifier le rapport signal sur bruit de chaque fenêtre. On cherche ainsi à évaluer la confiance que l'on peut donner à chaque mesure du cycle de phase,  $\frac{\partial \varphi}{\partial r}$ .

3) On effectue une médiane sur fenêtre glissante pondérée par la cohérence afin d'éliminer les "outliers".

4) Enfin on effectue une régression linéaire en azimuth pour déterminer la rampe orbitale en portée à retirer  $\frac{\partial \varphi}{\partial r} \sim a + bj$ .

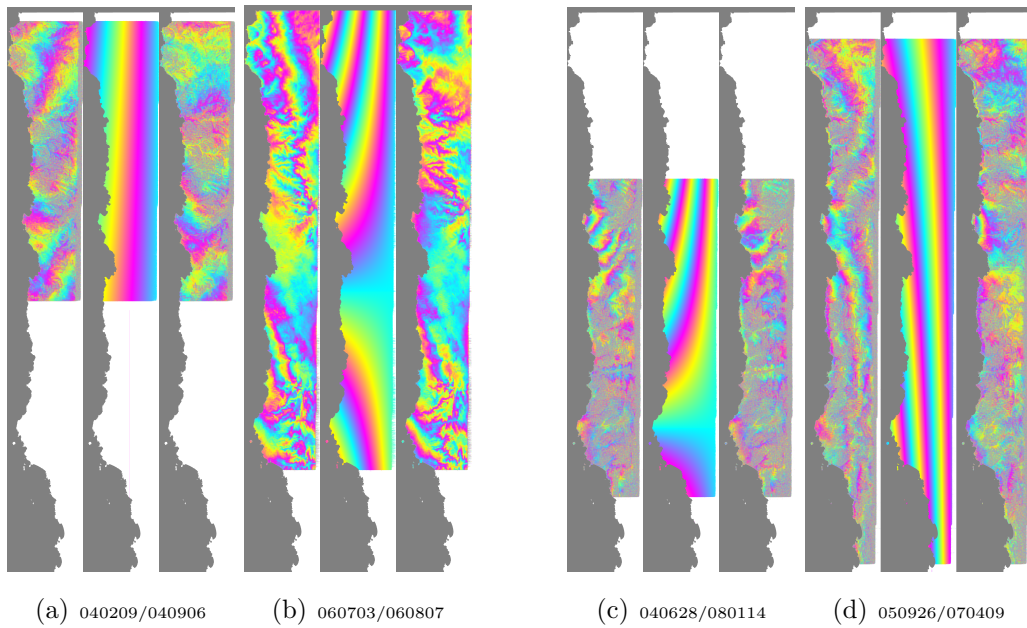


FIG. 4.9 – Exemples de corrections orbitales sur 4 interférogrammes totalement indépendants. Les corrections montrent des rampes conséquentes sur des interférogrammes où la déformation tectonique est négligeable (a) et (b) et sur des interférogrammes comprenant le swarm de Copiapo (c) et (d).

Nous pouvons alors effectuer une correction pixellaire des interférogrammes bruts par :

$$\varphi'_{i,j} = \varphi_{i,j} - 2\pi(a + bj)i \quad (4.6)$$

où  $j$  est l'azimut,  $i$  la portée,  $a$  et  $b$  les paramètres de la rampe. Nous montrons quelques exemples de corrections de rampe dans la Fig. 4.9. Si la correction apparaît correcte pour les interférogrammes à petite ligne de base temporelle, on constate une influence sur les franges de déformation pour les interférogrammes comprenant le swarm de Copiapo. Cependant, nous rappelons que cette estimation de rampe n'est que provisoire.

## 4.2.2.3 Corrections topographiques

Nous avons déjà largement débattu des corrections d'ordre topographiques dans le deuxième chapitre. Nous nous limiterons ici à mesurer l'effet de ces corrections à grande échelle (celle de la track 96).

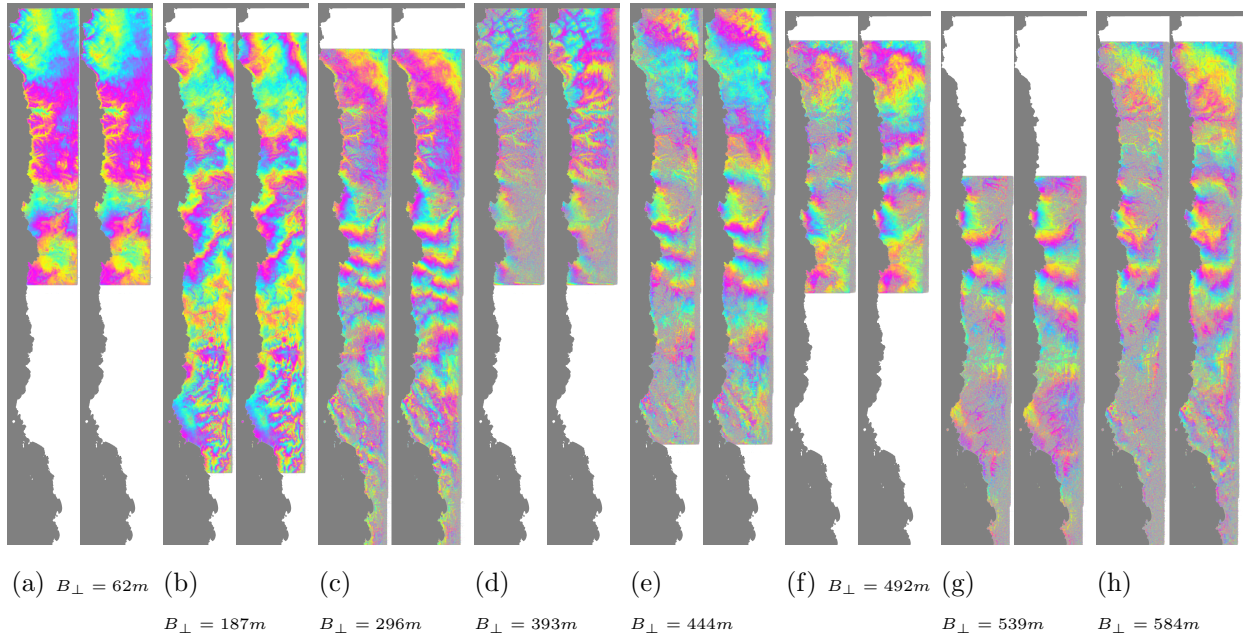


FIG. 4.10 – Exemples de corrections topographiques : les interférogrammes avant et après correction sont présentés en fonction de leur ligne de base perpendiculaire croissante entre 62 et 584 m.

La Fig. 4.10 regroupe un ensemble d'interférogrammes composés d'un spectre large de ligne de base perpendiculaire. On remarque que, si la correction n'est pas significative pour des  $B_{\perp}$  en dessous de 300 m, en tout cas à grande longueur d'onde, le gain de cohérence est manifeste pour des interférogrammes dont la  $B_{\perp}$  est supérieure à 400 m. Pour ces derniers la correction locale de l'erreur de MNT est visible autour de grandes structures topographiques, particulièrement au Nord et au Sud de la région de Copiapo, où le signal devient fortement bruité. Ainsi, ce processus nous permet de réduire de manière notable la variabilité de la phase, et reste limité dans les régions où la décorrélation temporelle est prédominante (dans notre jeu de données, les interférogrammes à forte  $B_{\perp}$  sont également caractérisés par des  $B_{temp}$  non négligeables).

## 4.2.2.4 Filtrage de la phase

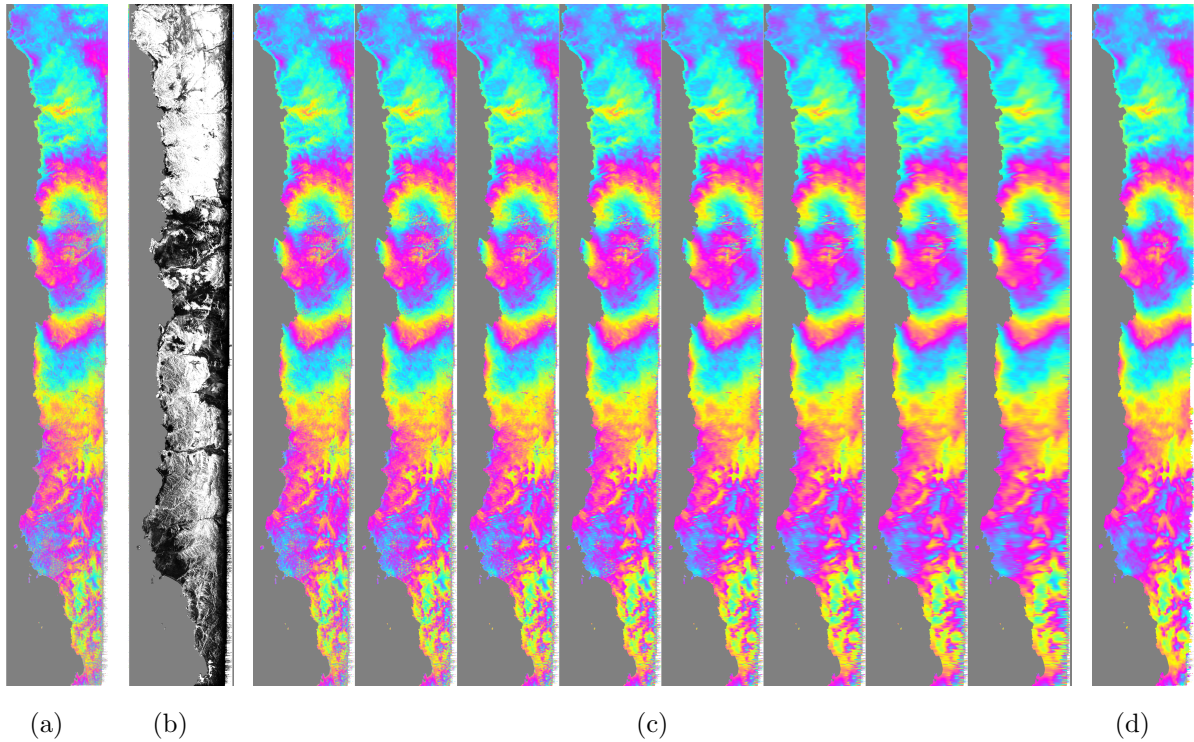


FIG. 4.11 – Filtrage par moyenne sur fenêtre glissante dont la taille dépend de la cohérence. L'interférogramme initial et la carte de cohérence associée sont reproduits en (a) et (b). L'ensemble des figures en (c) représente les résultats des différents filtres classés en fonction de la dimension des fenêtres utilisées (de gauche à droite :  $2 \times 2$ ,  $3 \times 3$ ,  $4 \times 4$ ,  $6 \times 6$ ,  $9 \times 9$ ,  $12 \times 12$ ,  $15 \times 15$  et  $20 \times 20$ ). Enfin la figure (d) montre le résultat final du filtrage.

Le filtrage de la phase enroulée est un des processus décisifs pour contraindre l'étape de déroulement. En effet, par exemple pour l'utilisation d'un algorithme de type branch-cut, il a pour objectif de limiter le nombre de résidus en débruitant la phase. Cependant il est nécessaire de ne pas utiliser de filtre trop puissant pour conserver une bonne résolution spatiale. Dans notre cas nous avons opté pour un filtrage qui est fonction de la cohérence locale afin de répondre à ces deux problématiques.

Nous procédons pour cela à deux phases distinctes. Tout d'abord, nous réalisons une série de filtrages identiques à celui que nous avons décrit lors de la correction orbitale (eq 4.4 et 4.5). Il s'agit ainsi d'un filtre moyenneur par fenêtre glissante que l'on applique à l'interférogramme d'origine en utilisant une gamme de tailles de fenêtre. Dans un second temps, l'ensemble des filtres sont combinés, en fonction de la cohérence locale, pour définir le filtrage final. On souhaite en effet que la taille de fenêtre,  $l_{fen}$ , soit petite dans des zones



à forte cohérence, pour conserver leur résolution, et qu'elle soit grande pour des régions peu cohérentes, afin de filtrer plus durement les zones trop bruitées. On applique ainsi pour chaque pixel, la correction suivante :

$$\phi'_{x,y} = \sum_{fen} \frac{(\phi_{x,y})_{fen} ((\gamma_{x,y})_{fen} - \gamma_0)}{(\gamma_{x,y})_{fen} \sqrt{l}_{fen}} \quad (4.7)$$

avec  $\gamma_0$  le seuil de cohérence choisi qui est fonction de l'inverse de la taille de la fenêtre. Un exemple de filtrage est montré dans la Fig. 4.11 où l'on peut remarquer que la cohérence relativement faible dans la région de Copiapo force le filtrage à utiliser une largeur de fenêtre importante pour le moyennage. Inversement le filtrage conserve les variations de la phase à petite longueur d'onde dans la région plus au Nord.

### 4.2.3 Déroulement de la phase

La phase interférométrique, qui est une mesure indirecte de la distance entre le sol et le satellite, est connue modulo  $2\pi$ . Si on ne peut résoudre l'ambiguïté de phase sur chaque pixel de l'interférogramme, on peut cependant déterminer précisément la différence de distance entre le satellite et deux pixels adjacents. Cette mesure est possible, comme nous l'avons vu, grâce à l'étape de déroulement. Les algorithmes classiques consistent, à partir d'un pixel référent que l'on appelle "graine" (choisi dans une région cohérente), à appliquer le processus de déroulement de manière itérative sur l'ensemble de l'interférogramme.

Nous avons utilisé ici un algorithme basé sur la cohérence de la phase dont le principe est de dérouler en priorité les régions les plus cohérentes, puis d'abaisser le seuil de cohérence pour poursuivre le déroulement. La cohérence est ici définie avec le filtre décrit précédemment, i.e. sur un voisinage adaptatif mais assez large. Cependant, pour optimiser la correction, le seuil est régulièrement réhaussé au cours du traitement. Le calcul s'effectue ainsi de la manière suivante :

- 1) Les paramètres initiaux sont un seuil de cohérence défini à 1.0 (maximum de cohérence) et une détermination de la phase déroulée de la graine que l'on considère identique à sa phase enroulée.
- 2) En se déplaçant sur l'ensemble de l'interférogramme, on identifie les pixels  $i, j$  qui sont déjà déroulés. Pour ces derniers, on compare les quatres pixels adjacents  $(i - 1, j)$ ,  $(i - 1, j - 1)$ ,  $(i + 1, j)$  et  $(i + 1, j + 1)$  au seuil de cohérence. S'ils sont supérieurs à ce seuil, on déroule alors les pixels concernés en effectuant leur différence de phase par rapport aux pixels  $i, j$ .
- 3) Si l'on effectue au moins un déroulement lors du parcours de l'interférogramme, on relance une itération avec le même seuil de cohérence ( $=> 2$ )).
- 4) Au bout de cinq itérations successives où l'on a réussi à dérouler au moins un

pixel, on augmente le seuil de cohérence et on continue les itérations ( $\Rightarrow 2$ ).

- 5) Si durant une itération on ne trouve aucun pixel à dérouler, on abaisse le seuil de cohérence et on continue les itérations ( $\Rightarrow 2$ ).

- 6) Le processus s'arrête lorsqu'aucun pixel n'est déroulé lors d'une itération et qu'on a atteint le seuil minimum que l'on s'est fixé, ou si l'on a limité le nombre d'itération.

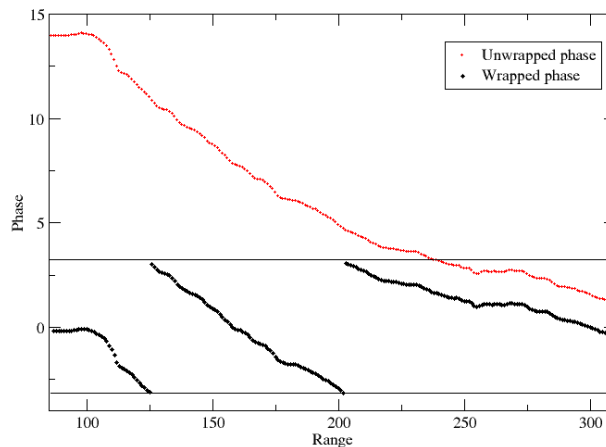


FIG. 4.12 – Phase enroulée (en noir) et déroulée (en rouge) le long du range, à la latitude de Copiapo, pour un interférogramme comprenant l'essaim sismique de 2006.

Notons enfin qu'il est possible d'inclure des "ponts" entre deux pixels qui vont fixer leur phase relative à  $n2\pi$ , la valeur de  $n$  étant donnée par l'utilisateur. Ces ponts ont une priorité maximale, c'est à dire que le déroulement est effectué à travers le pont dès que l'un des deux pixels est déroulé et que leur cohérence est supérieure au seuil de cohérence en cours.

Le résultat obtenu est montré dans la Fig. 4.12 où l'on peut observer l'évolution de phase avant et après déroulement autour d'une zone de déformation. Le graphique correspond à l'évolution de la phase le long du range (de l'intérieur des terres jusqu'à la côte), au niveau de la latitude de Copiapo, en utilisant un interférogramme qui "voit" le swarm. On remarque que la phase enroulée est caractérisée, sur l'étendue du profil, par 2 tours complets de phase, avec des sauts de phase (puisque la phase interférométrique est comprise entre  $-\pi$  et  $\pi$ ). La phase déroulée est, quant à elle, quasiment linéaire et la déformation cumulée sur l'ensemble du profil est proche de  $4\pi$ .

J'ai effectué plusieurs tests de déroulement, l'un en utilisant le code "branch cut" de ROI-PAC, l'autre avec la méthode décrite ci-dessus. Dans cette étude, la deuxième méthode était plus adaptée, d'autant que la déformation de surface attendue est assez "molle".



#### 4.2.4 Corrections après déroulement

Comme nous l'avons indiqué dans l'étape de pré-déroulement, nous avons effectué une correction temporaire de la rampe orbitale. Dans cette section nous verrons ainsi le procédé que nous avons appliqué pour ré-estimer les rampes de phase dans nos interférogrammes, en fonction de l'azimut et du range. Comme dans la première méthode, nous estimons les rampes de manière indépendante sur chaque interférogramme. Cependant, nous effectuons cette fois l'inversion de ces rampes en fonction des dates d'acquisition avant de corriger les interférogrammes.

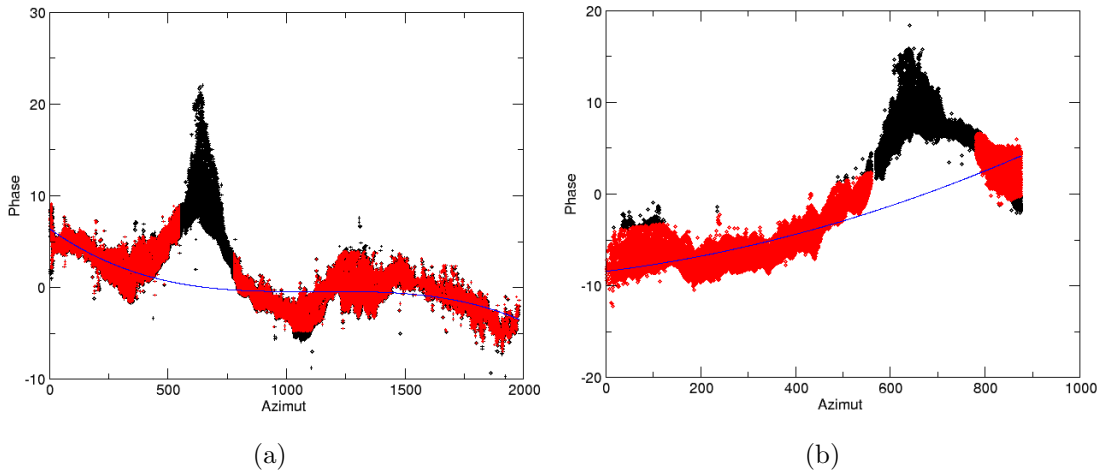


FIG. 4.13 – Exemple de correction de rampe en azimut effectuée sur deux interférogrammes ayant une image en commun. On utilise un fit cubique pour l'exemple de gauche et un fit quadratique pour celui de droite. Les points représentés en noir représentent la zone de Copiapo (entre les pixels 580 et 780 en azimut) et les outliers.

La première étape consiste donc à adapter une rampe de phase sur l'interférogramme, pour supprimer les franges dues notamment à l'erreur orbitale, dans les deux directions du range et de l'azimut. Notons cependant que des résidus atmosphériques peuvent également être à l'origine de ces artefacts. Nous remettons tout d'abord la rampe orbitale originale et nous la ré-estimons, cette fois en masquant la zone de Copiapo.

Nous commençons par la rampe en azimut, en réalisant un "fit" à partir d'un échantillon de données (typiquement un pixel sur deux et avec un seuil sur la cohérence), cubique pour les interférogrammes de grandes longueurs et quadratique pour les autres (la Fig. 4.13 rassemble un exemple de ces deux cas en fonction de l'azimut). Pour la rampe en range nous utilisons dans tous les cas, une régression linéaire (i.e.  $\frac{\partial \phi}{\partial x} = a + by$ ).

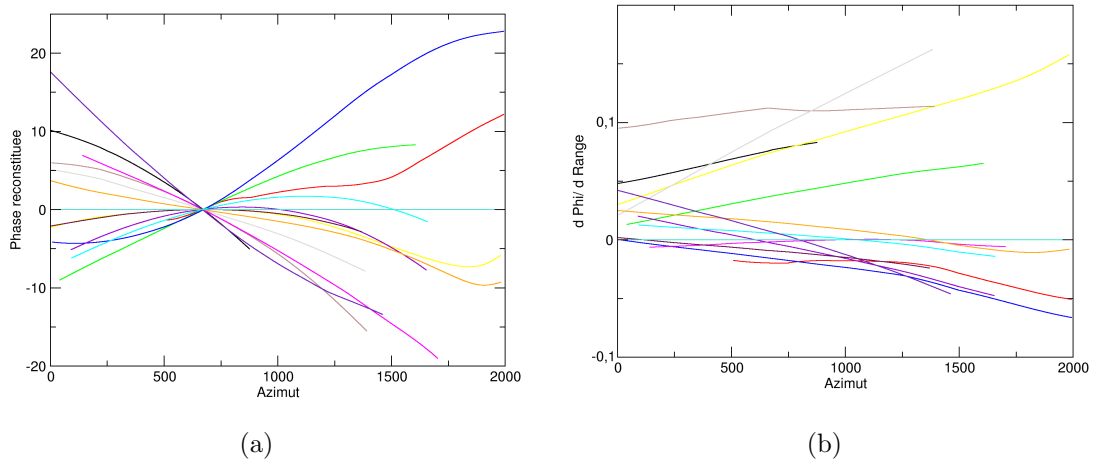


FIG. 4.14 – Corrections orbitales en azimuth (a) et en range (b) pour l'ensemble des interférogrammes. À noter que les corrections en range sont linéaires et que les ruptures de pentes pour certaines images correspondent à la variation de la dimension des interférogrammes comprenant cette date.

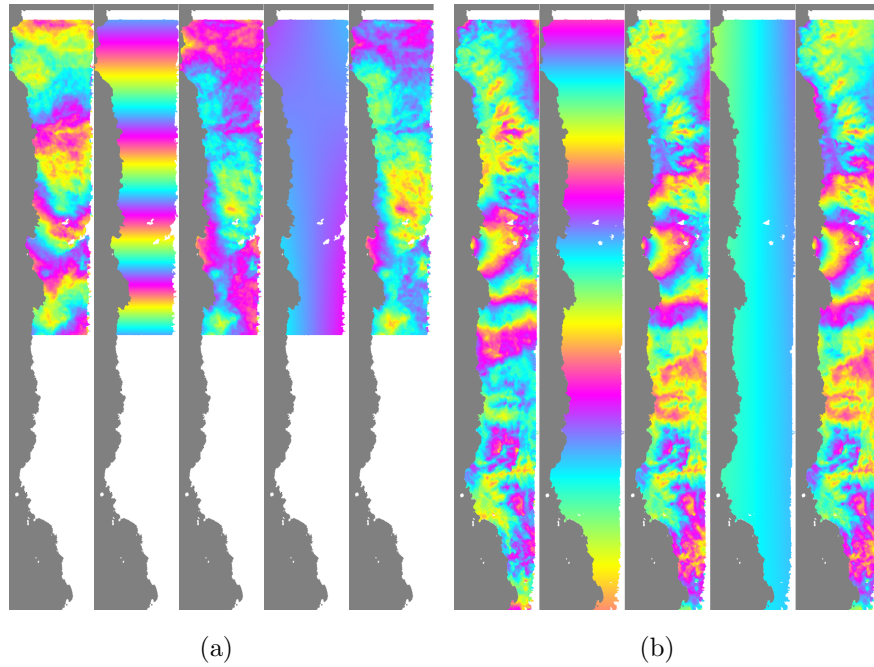


FIG. 4.15 – Exemples de corrections de rampes orbitales pour un interférogramme sans (a) et avec (b) le swarm de Copiapo. Pour chaque exemple nous avons de gauche à droite : l'interférogramme d'origine, la rampe azimutale, l'interférogramme après correction de cette rampe, la rampe en range et enfin l'interférogramme final.

La seconde étape consiste à effectuer une inversion pour déterminer les rampes en

azimut pour chaque image et en déduire les corrections à apporter pour chaque interférogramme. Le problème ici est que les interférogrammes ont des longueurs variables. On va donc inverser directement les valeurs des ajustements "orbitaux" pour chaque azimut, en extrapolant les polynômes en dehors de leur zone d'application. On réalise pour cela une inversion par moindres carrés par une méthode SVD en pondérant les valeurs extrapolées (diminution de poids en s'éloignant de la bordure). Les résultats obtenus pour la totalité des interférogrammes sont visibles dans la Fig. 4.14. La phase reconstituée pour l'estimation de la rampe en azimut passe par 0 au niveau de Copiapo choisi comme référence.

La Fig. 4.15 nous montre deux exemples de correction avec un interférogramme à petite ligne de base temporelle (a priori sans déformation) et un interférogramme qui comprend le swarm de Copiapo. Pour ce dernier cas, on remarque que la rampe de phase calculée en azimut n'affecte pas le signal de déformation du swarm (on observe l'apparition d'une frange d'interférence au Nord de la Caldeira).

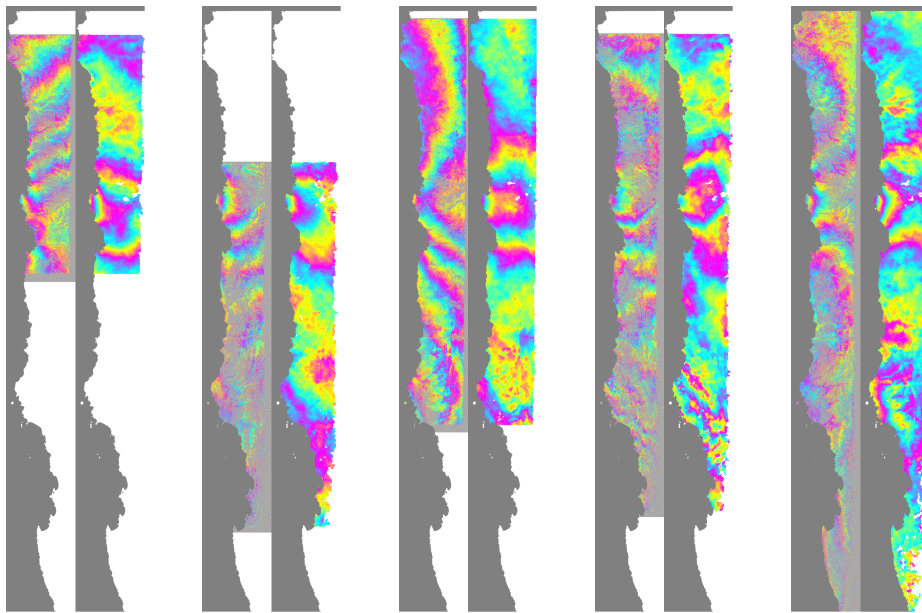


FIG. 4.16 – Comparaison des données avant et après la série de traitements que nous venons de discuter. Les exemples concernent des couples de dates indépendantes les uns des autres et encadrant le swarm de Copiapo. Elles sont représentées par l'interférogramme d'origine enroulé, à gauche, et par l'interférogramme déroulé (mais représenté en cycle de phase) et corrigé des multiples perturbations, à droite.

Enfin la Fig. 4.16 permet de mesurer l'impact de la série de corrections de phase (filtrage, résidus topographiques, atmosphériques, orbitaux etc.), sur les interférogrammes bruts. Rappelons de plus que la génération des interférogrammes fait également l'objet d'un

traitement spécifique pour améliorer la qualité des données d'origine (coregistration en utilisant plusieurs "sub-master", filtrage adaptatif en range, utilisation d'un doppler commun etc...). Nous pouvons noter que l'ensemble des outils mis en place et/ou utilisés pour le traitement de la track 96, et principalement pour l'étude du swarm de Copiapo, permet d'obtenir des cartes de déformation suffisamment cohérentes et résolues pour contraindre l'inversion temporelle que nous allons traiter dans la suite de ce chapitre.

## 4.3 Série temporelle et inversion des composantes co et post sismique

### 4.3.1 Série temporelle

Le calcul de la série temporelle consiste à inverser l'ensemble des interférogrammes déroulés et corrigés, dans le but de déterminer l'incrément de déformation entre deux acquisitions successives. Dans notre cas il s'agit ainsi de modéliser les différentes phases sismiques définissant l'essai de Copiapo en 2006. Nous utilisons pour cela une méthode par moindres carrés régularisée par une contrainte additionnelle. De plus, étant donné le caractère imparfait de la correction ERA-I pour notre track, nous effectuons une estimation empirique des résidus atmosphériques, en utilisant la relation entre la phase et la topographie.

Nous rappelons tout d'abord l'expression du délai de phase  $\Phi_{ij}$  défini pour chaque interférogramme par :

$$\Phi_{ij} = \sum_{k=i}^{j-1} d\phi_k + \varepsilon_{ij} \quad (4.8)$$

avec  $d\phi_k$  l'incrément de phase entre les dates  $k$  et  $k + 1$  et  $\varepsilon_{ij}$  correspond à l'erreur de fermeture du réseau interférométrique (bruit de phase non constante, erreur de déroulement, corrections non consistantes etc...). La première image étant prise comme référence, son délai est ainsi fixé à 0. Dans le cas de liens manquants dans le réseau interférométrique, nous ajoutons une contrainte qui est équivalente à un lissage temporel. Cette contrainte supplémentaire permet de rendre la matrice inversible (sans utiliser la Singular Value Decomposition) lorsque, pour certains pixels, des groupes d'images sont indépendants. Nous modélisons ainsi l'estimation de la déformation,  $\phi_m^s$  (phase lissée), de chaque image  $m$  par :

$$0 = \sum_{k=1}^{m-1} d\Phi_k - \alpha B_{\perp,m} - \phi_m^s + E_m \quad (4.9)$$

le terme relatif à la  $B_{\perp,m}$  permet d'effectuer une correction de l'erreur de MNT après déroulement, tandis que le terme  $E_m$  est composé du délai de phase non modélisé (principalement dû aux effets turbulents).

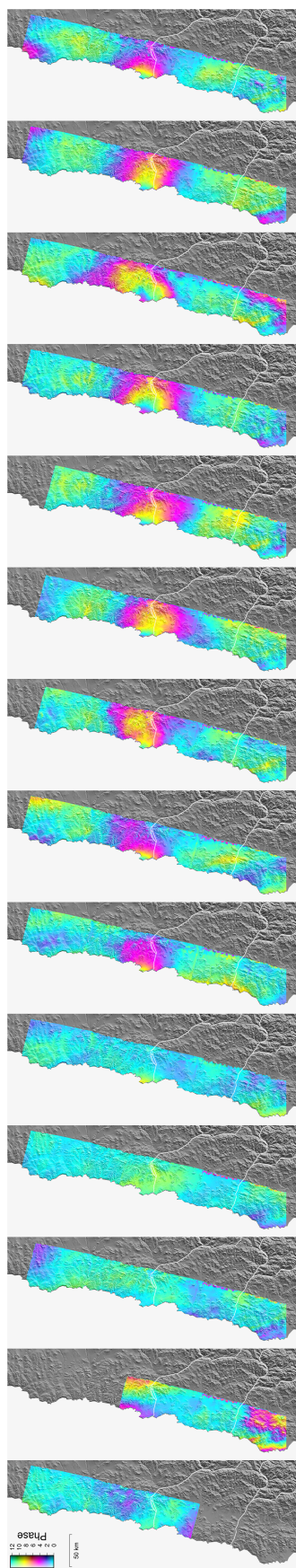


FIG. 4.17 – Séries temporelles de la track 96 entre 20040209 et 20090831 en prenant comme référence l'image 20050926, la plus proche des images pre-swarm. Cela permet ainsi de distinguer la phase co-sismique.

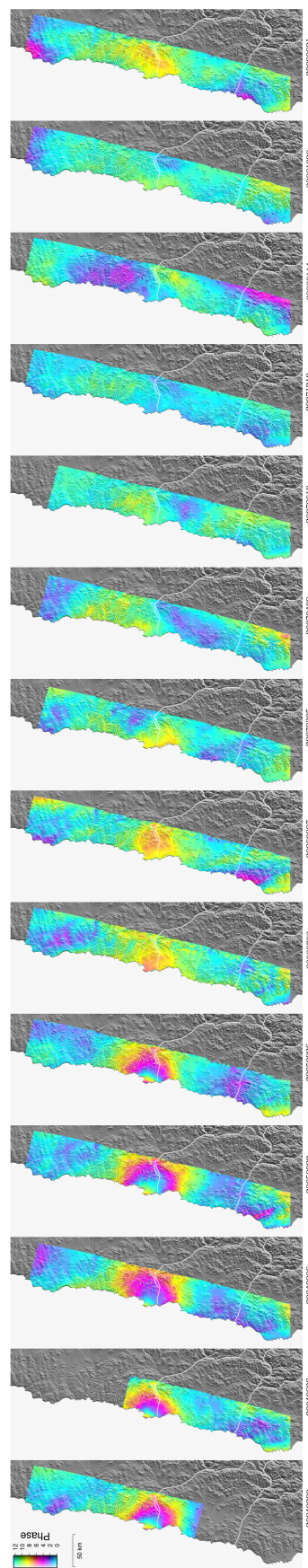


FIG. 4.18 – Séries temporelles de la track 96 entre 20040209 et 20090831 en prenant comme référence l'image 20071210. Cette fois, nous pouvons observer l'effet de la déformation post-sismique.



L'utilisation du lissage permet de respecter la tendance de la série temporelle lors de la formation de la série temporelle, mais le poids est suffisamment faible pour ne pas affecter la reconstitution de la phase non lissée. L'inversion  $d = Gm$ , réalisée pixel à pixel, peut alors se représenter sous la forme suivante :

$$\begin{bmatrix} \phi_{ij}^1 \\ \vdots \\ \vdots \\ \vdots \\ \phi_{ij}^N \\ 0 \\ \vdots \\ \vdots \\ 0 \end{bmatrix} = W \begin{bmatrix} -1 & 1 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 \\ -1 & 0 & 0 & 1 & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots \\ \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots \\ \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots \\ 0 & 0 & -1 & 1 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 \\ 1 & \dots & \dots & 0 & -1 & & 0 & -B_{\perp,1} \\ \vdots & \ddots & & \vdots & & \ddots & & \vdots \\ \vdots & & \ddots & \vdots & & & \ddots & \vdots \\ 1 & \dots & & 1 & 0 & & -1 & -B_{\perp,M} \end{bmatrix} \times \begin{bmatrix} d\phi_1 \\ \vdots \\ \vdots \\ d\phi_{M-1} \\ \phi_1^s \\ \vdots \\ \vdots \\ \phi_M^s \\ \alpha \end{bmatrix} \quad (4.10)$$

avec N, le nombre d'interférogrammes et M, le nombre d'images. On réalise l'inversion pour chaque pixel déroulé sur au moins la moitié des interférogrammes. De plus, on réalise un échantillonnage en sélectionnant un pixel sur deux (ce qui permet de réduire la matrice d'inversion). On obtient ainsi la série temporelle montrant l'évolution de la déformation pour chaque date d'acquisition.

On observe une composante stratifiée résiduelle (malgré la correction ERA-I) qui bruite la série temporelle. Une nouvelle correction empirique par image est ainsi appliquée après l'inversion en série temporelle. Cette nouvelle correction est effectuée (malgré les risques de retirer de la déformation) car le nombre d'images (en particulier juste après les chocs principaux du swarm) est trop faible pour que les résidus d'atmosphère stratifiée post correction ERA-I soient annulés par moyennage. De ce fait, plusieurs étapes sont nécessaires :

1) De la même manière que pour les corrections d'orbites précédentes, nous déterminons la pente phase/topographie sur plusieurs régions le long de l'interférogramme et l'on effectue une médiane pondérée par la qualité de l'estimation de la pente locale sur celles-ci.

2) Nous estimons alors la correction atmosphérique en fonction de l'azimut :

$$\phi'_{ij} = \phi_{ij} - (\alpha + \beta j)(Topo_{ij} - Topo_{moy}) \quad (4.11)$$

3) Enfin nous effectuons une nouvelle correction de la rampe orbitale en portée :

$$\phi'_{ij} = \phi_{ij} - (a(i - \frac{nx_r}{2}) + b(i - \frac{nx_r}{2})j) \quad (4.12)$$



Les résultats sont visibles dans la Fig. 4.18 où l'on a représenté les séries "croissantes" et "décroissantes" par rapport à l'épisode de Copiapo en utilisant des images de référence respectivement avant et après l'essai sismique de 2006. On note ainsi une augmentation nette de la déformation pour les deux images qui suivent les chocs principaux du swarm. La série référencée après le swarm, quant à elle, met en exergue le déplacement post-sismique, avec cependant un effet résiduel atmosphérique important pour certaines dates. De plus, si l'on arrive à identifier assez clairement les parties co et post sismiques, la dispersion temporelle des images autour du swarm ne permet pas de les quantifier.

### 4.3.2 L'analyse en composante principale

#### 4.3.2.1 Principe

Afin de séparer les composantes co et post sismiques de la série temporelle, nous effectuons une Analyse en Composante Principale (ACP). L'ACP, introduite par [Pearson, 1901] permet, à partir d'une transformation orthogonale, de transformer un jeu de données de variables apparemment corrélées entre elles, en un ensemble de variables linéairement décorréées appelées composantes principales. La première composante correspond à celle qui a la plus grande variance possible. L'objectif est ainsi d'explorer un jeu de données bruité et d'extraire des informations sans aucun a priori. Il s'agit ainsi d'étudier nos données dans un espace de dimension réduite sans les déformer.

Dans l'aspect général de l'ACP, on considère tout d'abord un ensemble de  $m$  variables aléatoires  $X_1 \dots X_m$  à partir d'un échantillon de  $n$  réalisations conjointes de ces variables. Dans notre cas les  $m$  variables correspondent au nombre d'acquisitions de notre réseau et les  $n$  réalisations à l'ensemble des pixels de la partie commune des interférogrammes (au niveau de la série temporelle). On regroupe l'ensemble des données dans une matrice  $M$  de dimension  $m \times n$ , que l'on centre.

On construit une matrice carré  $m \times m$  en multipliant  $M$  par sa transposée pour obtenir une matrice de variance-covariance que l'on notera  $V$ . Pour notre étude nous utilisons une estimation empirique de cette matrice dont les composantes sont définies par :

$$cov(\widehat{X}_1, X_2) = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (x_{i1}x_{i2} - \bar{x}_1\bar{x}_2) \quad (4.13)$$

$$\bar{x}_1 = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n x_{i1}, \dots, \bar{x}_m = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n x_{im} \quad (4.14)$$

La matrice  $V$  est ainsi symétrique et les éléments de sa diagonale représentent la variance de chaque variable. Afin de déterminer les valeurs propres  $\lambda$  de la matrice  $V$ , on résoud alors

le système suivant :

$$\text{Det}(V - \lambda I) = 0 \quad (4.15)$$

Les valeurs propres nous indiquent de plus le taux d'information contenu dans chaque composante principale. Les vecteurs propres  $U_k$  peuvent alors être déduits pour chaque valeur propre  $\lambda_k$  de :

$$(V - \lambda_k I_k)U_k = 0 \quad (4.16)$$

Les vecteurs propres permettent alors de "reconstruire" le jeu de données pour chaque valeur propre auxquels ils sont associés. En triant les valeurs propres et en combinant celles qui représentent la majorité de l'information, on réalise une compression de l'information.

#### 4.3.2.2 Applications

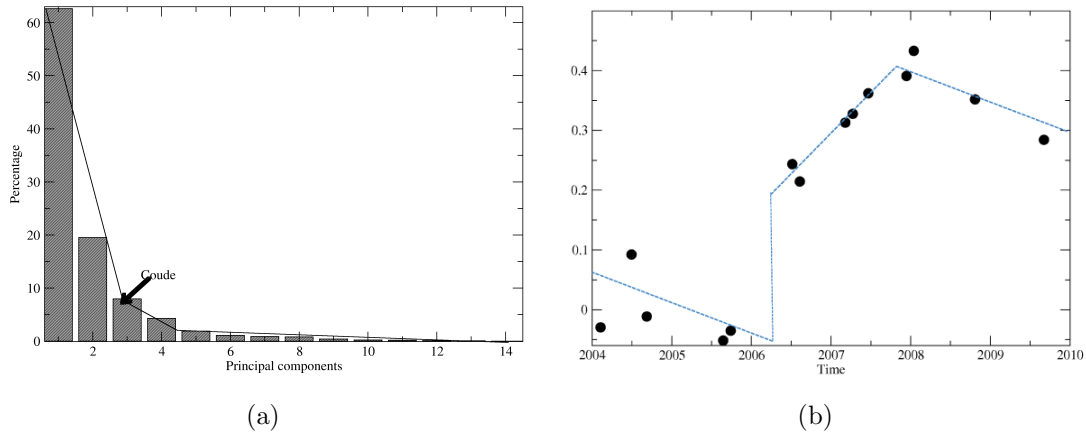


FIG. 4.19 – (a) Taux en pourcentage des valeurs propres de l'ACP en fonction de ses composantes : la première composante représente la majeure partie du signal. (b) Vecteur propre correspondant à la première composante de l'ACP en fonction du temps (après correction de la série temporelle).

Nous effectuons ainsi une ACP sur la série temporelle de la track 96 afin d'en extraire les principales caractéristiques et donc de modéliser le cycle sismique de l'épisode de Copiapo. De plus, cette méthode peut nous permettre de quantifier le bruit contenu dans nos données.

La Fig. 4.19a nous montre tout d'abord le "taux d'information" contenu dans chaque composante de l'ACP. En général la sélection des axes factoriels à retenir pour une ACP est définie de façon empirique soit par la méthode du coude, soit par le critère de Kaiser (en se fixant comme seuil des valeurs propres la moyenne de celles-ci). Dans notre cas, l'ensemble

des critères nous engage à ne choisir que les trois premières composantes, qui représentent plus de 90% de l'inertie totale.

On représente de plus dans la Fig. 4.19b le vecteur propre pour la première composante. Les quatres segments de droite correspondent à une modélisation "à la main" de l'amplitude de la déformation en fonction du temps. On observe une augmentation nette entre les deux images qui encadrent le swarm de Copiapo, puis une évolution linéaire et croissante jusqu'en 2008. Les segments pré-swarm et post-2008 sont quant à eux difficilement modélisables car mal contraints.

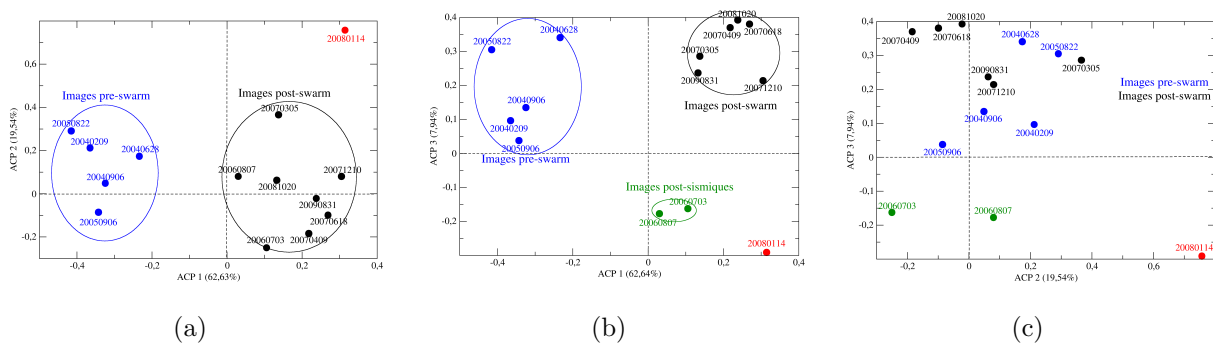


FIG. 4.20 – Projection des variables par rapport au plan factoriel. En utilisant les trois premières composantes : couples (1,2) en a, (1,3) en b et (2,3) en c.

La Fig. 4.20 est la projection des variables des trois premières composantes par rapport au plan factoriel. L'examen de ces figures permet de visualiser les corrélations entre les différentes dates d'acquisition et d'identifier les déformations similaires pour certaines dates. En ce qui concerne les deux premières composantes totalisant plus de 80% de l'inertie, nous notons deux nuages de points qui sont constitués respectivement des images avant et après le swarm de Copiapo. Cependant la séparation des groupes est due au premier axe factoriel, tandis que le second axe ne semble pas partager les images d'acquisition en deux groupes particuliers. On note de plus une image nettement isolée des autres, à savoir l'image acquise début 2008, qui est caractérisée par un résidu atmosphérique important.

On note de la même manière, pour le deuxième plan factoriel (entre la première et la troisième composante), deux groupes distincts entre les images pré et post-swarm par rapport au premier axe. On observe cette fois plusieurs images "à part" avec, en plus de l'image 2008 précédemment citée, les deux images acquises en 2006. Enfin, le dernier plan factoriel ne permet pas de regrouper les variables selon leurs caractéristiques et l'ensemble des images apparaît très dispersé.

On regroupe dans la Fig. 4.21 les structures spatiales associées aux trois premières composantes. La première carte, comme les observations précédentes le laissait présager, est dominée par la déformation sismique associée au swarm de Copiapo. Par contre, en ce qui concerne les deux autres cartes, on constate des "trade-offs" qui ne permettent pas de distinguer nettement les déformations sismiques des résidus atmosphériques ou du bruit.

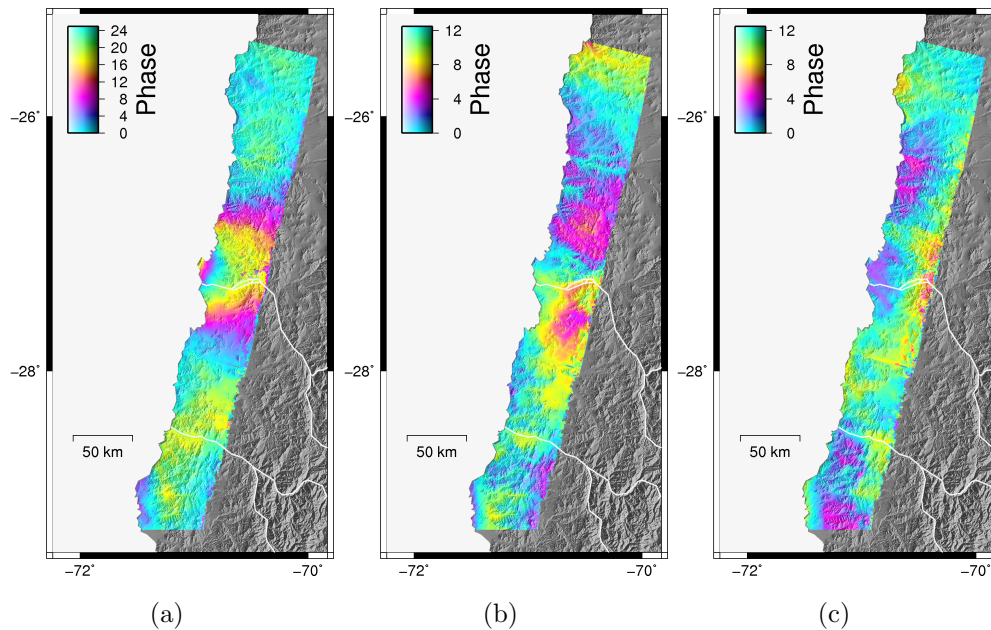


FIG. 4.21 – Cartes générées d'après les premières composantes de l'ACP : première (a) seconde (b) et troisième (c) composantes.

Nous retenons ainsi de cette étude ACP l'impossibilité de cette méthode statistique à discerner les composantes co et post sismiques dans la série temporelle, car ces dernières sont corrélées spatialement. Cependant nous avons vu que la première composante, qui représente la majeure partie de la déformation, pouvait être modélisée par un co-sismique net entre les deux acquisitions autour du swarm de 2006, puis une déformation post-sismique pendant une durée d'un an et demi.

### 4.3.3 Séparation des contributions du cycle sismique

L'ACP n'a pas permis de quantifier la ou les composante(s) de la déformation du swarm de Copiapo. Cependant elle nous a montré qu'il était possible de modéliser le signal de déformation par une succession de quatre phases distinctes. Nous allons donc modéliser, dans cette partie, la série temporelle à l'aide d'une fonction qui dépend des différentes phases du cycle sismique.

Nous effectuons donc une inversion linéaire des déformations intersismiques, co-sismiques et post-sismiques en ajustant leurs amplitudes. Pour chaque pixel, nous avons ainsi :

$$f(t) = A + Bt + CH_{co}(t) + DH_{post}(t) \quad (4.17)$$

$$\text{avec } H_{co}(t) = \begin{cases} 1 & t > t_{eq} \\ 0 & \text{sinon} \end{cases} \text{ et } H_{post}(t) = \begin{cases} \frac{t-t_{eq}}{\delta t_{post}} & t > t_{eq} \text{ et } t < t_{eq} + t_{post} \\ 0 & \text{sinon} \end{cases} \quad (4.18)$$

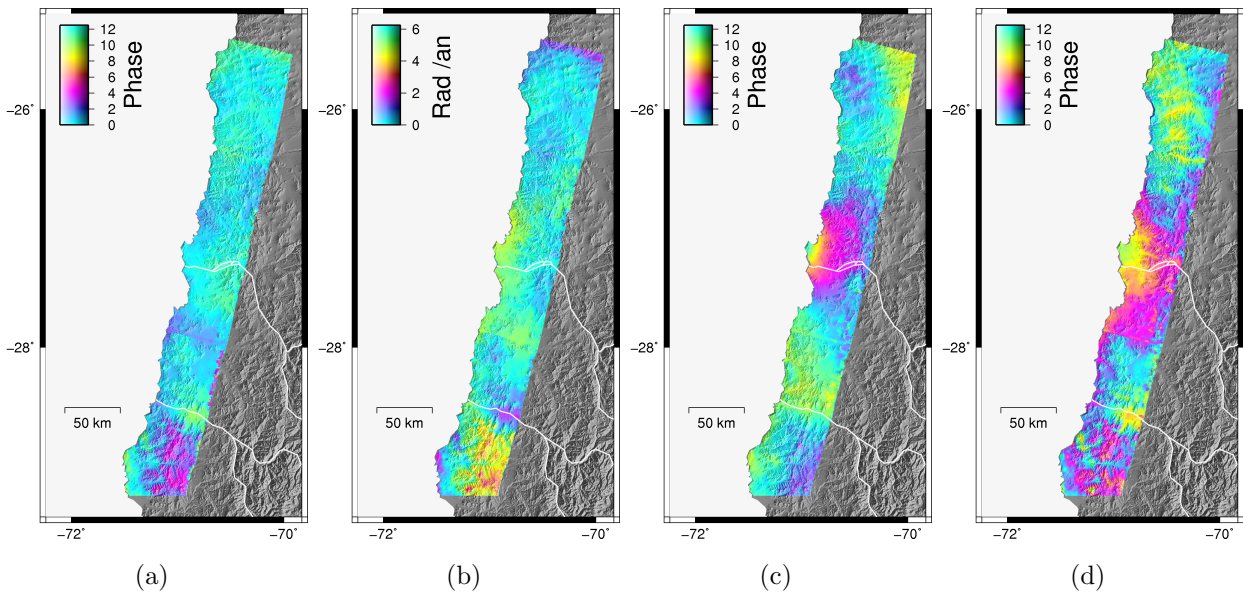


FIG. 4.22 – Modélisation du signal de déformation par une fonction du temps : terme constant (a) vitesse intersismique (b) "offset" cosismique (c) et amplitude du postsismique sur une période d'un an et demi après l'essai sismique (d).

On ajuste ainsi les amplitudes A, B, C et D qui correspondent respectivement au terme constant, à la vitesse de l'intersismique, à l'offset co-sismique et à l'amplitude du post-sismique. De plus, nous utilisons une fonction triangle (par rapport au résultat que l'on a obtenu avec l'ACP) d'une durée d'un an et demi pour l'estimation de la déformation post-sismique. Cette régression linéaire permet d'extraire les structures spatiales pour chaque composante, qui sont représentées dans la Fig. 4.22. On constate qu'il subsiste un "trade-off" entre les différentes composantes du signal, ce qui limite la séparation des trois composantes du cycle sismique.

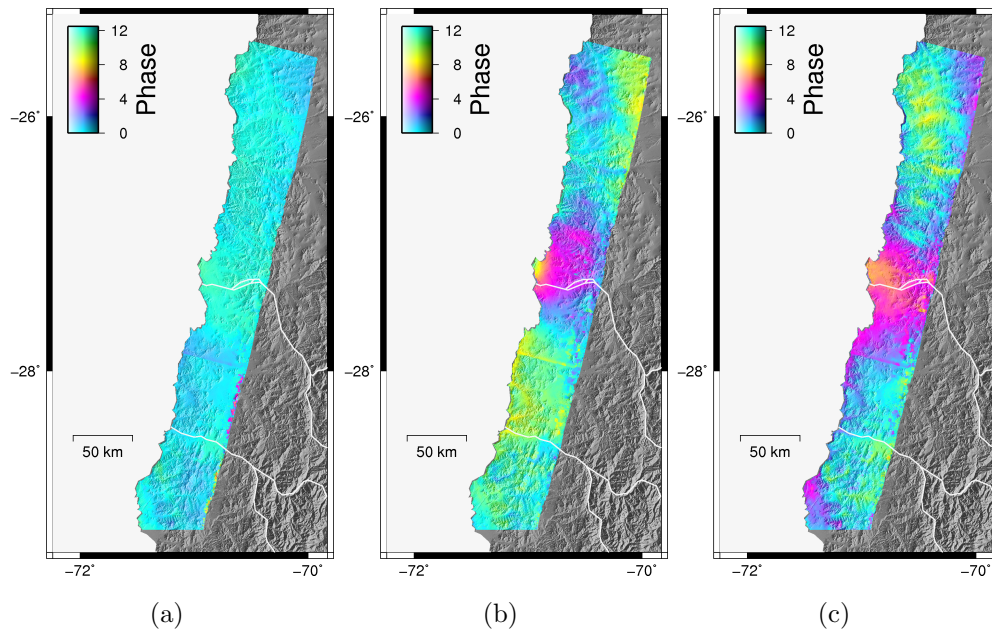


FIG. 4.23 – Modélisation du signal de déformation par une fonction du temps : terme constant (a) "offset" cosismique (b) et amplitude du postsismique sur une période d'un an et demi après l'essai sismique(c)

Or, étant donné les corrections grandes longueurs d'onde que nous avons effectuées précédemment (fit quadratique ou cubique en azimuth en masquant la zone du swarm) ainsi que l'étroitesse de la bande côtière vue par le radar, on peut considérer que la vitesse intersismique contenue dans la série temporelle est assez faible. Ainsi, nous effectuons une nouvelle inversion en négligeant, dans l'équation précédente, l'effet de l'intersismique. Les résultats, visibles dans la Fig. 4.23 montrent que le motif de déformation peut être cette fois séparé entre le co et le post-sismique pour le swarm de Copiapo. Nous sommes ainsi capables de calculer le ratio entre ces deux contributions. On dénote que si les amplitudes du co et du post-sismiques sont équivalentes, leur distribution spatiale diffère. En effet la déformation post-sismique est plus étendue et se propage plus profondément à l'intérieur des terres.

## 4.4 Modélisation du swarm de Copiapo

### 4.4.1 Inversion du co et du post-sismique

L'InSAR est une observation de la déformation de surface dans la direction de la ligne de visée du satellite. La combinaison de différentes trajectoires d'acquisition, en utilisant généralement un couple de tracks ascendantes et descendantes, peut permettre d'obtenir un déplacement en deux (en négligeant la composante NS) voire trois dimensions. Cepen-



dant, dans notre cas, les acquisitions concernant des tracks ascendantes sont quasiment inexistantes sur l'ensemble de la région d'intérêt. Le GPS peut également fournir un tel type de mesure mais leur qualité est fortement dépendante du réseau installé (campagne ou permanent) et de sa résolution spatiale. Les mesures co et post-sismique de l'essai de Copiapo, que nous venons d'identifier, sont des mesures indirectes des glissements localisés en profondeur sur le plan de faille. Il s'agit de définir entre autres les propriétés et la géométrie de la faille, ainsi que de quantifier le glissement produit. On s'intéresse alors au problème direct qui a pour but de calculer les caractéristiques des observations de surfaces, associées à une perturbation en profondeur, en se basant sur des modèles physiques. Étant donné l'échelle de temps d'observation, faible comparée à l'ensemble du cycle sismique, on considère le milieu comme étant purement élastique. L'inversion consiste alors à déterminer les paramètres du glissement et de la géométrie de faille en fonction des observations. Enfin un modèle simple peut être utilisé dans un premier temps pour fixer la géométrie de la dislocation, puis l'on peut discrétiser le plan de faille et relancer l'inversion du gradient de déplacement sur la faille.

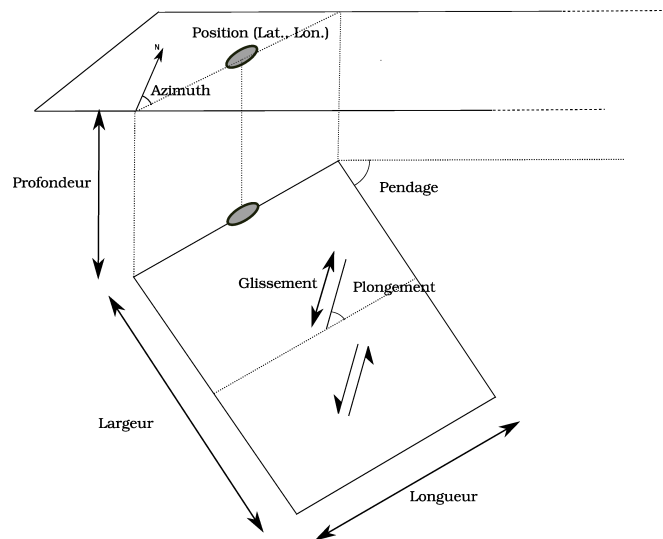


FIG. 4.24 – Géométrie du modèle de faille utilisé avec une dislocation rectangulaire dans un espace semi-infini. À noter que nous n'avons pas représenté l'ouverture qui est définie comme étant nulle dans notre cas.

Nous avons utilisé ici les résultats calculés par [Okada, 1985], reliant le glissement sur une faille au déplacement en surface, en utilisant une dislocation rectangulaire dans un milieu semi-infini et homogène. Le modèle utilisé est constitué d'un ensemble de paramètres que nous avons représentés dans la Fig. 4.24. Ces derniers définissent la géométrie de la faille avec sa position (coordonnées, azimut, profondeur), ses dimensions (largeur, longueur)

et son pendage, et les caractéristiques de la déformation en profondeur avec le glissement, le plongement et l'ouverture (ici considérée comme étant nulle). Dans notre cas, nous fixons la partie supérieure de la dislocation ainsi que le pendage de la faille afin de forcer le glissement à se produire sur le plan de subduction.

Avant d'effectuer l'inversion proprement dite, il est courant, afin d'éviter des temps de calculs trop longs, d'effectuer une étape de décimation des données. En effet, si durant l'ensemble des corrections qui ont permis de passer des interférogrammes bruts à la série temporelle, nous avons fortement réduit la résolution spatiale (ici d'un facteur 32 en azimuth et 160 en distance), il subsiste tout de même  $10^5$  pixels dans les cartes modélisant les signaux co et post-sismiques. De plus, on souhaite diminuer le poids des régions situées en champ lointain et conserver une grande densité de points en champ proche. Nous utilisons donc un sous-échantillonnage qui est fonction de la distance à la faille avec la conservation de toutes les données pour les points distants de moins de  $33\text{ km}$ , d'un point sur trois pour ceux compris entre  $33\text{ km}$  et  $100\text{ km}$ , d'un point sur six pour ceux compris entre  $100\text{ km}$  et  $300\text{ km}$  et enfin d'un point sur douze au delà de  $300\text{ km}$ .

Il subsiste cependant, après cette étape, un nombre conséquent de données et l'inversion des paramètres est ainsi apparemment surdéterminée. Cependant, l'information est redondante mais non complète (masquage des zones en mer) et le bruit sur la phase interférométrique est corrélé spatialement. Le système peut donc devenir rugueux, i.e. le résidu entre le modèle et l'observation diminuant lorsque le nombre de paramètres inversés croît. Pour éviter cet effet, on peut cependant ajouter des contraintes d'inversion plus ou moins fortes. L'une d'entre elle est de garantir le principe de non négativité du glissement. On peut également ajouter un terme de régularisation, de type Laplacien par exemple, dans la matrice d'inversion. L'inversion est ici réalisée en deux temps : l'estimation des paramètres géométriques de la faille, puis l'estimation des variations latérales de glissement. On applique également un lissage et/ou d'un principe de non négativité.

L'inversion consiste à estimer les paramètres qui minimisent l'écart entre les données et la déformation prédite par ces mêmes paramètres. Celle-ci est ici non linéaire et il faut donc explorer l'espace des paramètres pour résoudre ce système. Cependant, s'il est possible d'inverser l'ensemble des paramètres, le résultat obtenu n'est alors pas forcément unique. On propose ainsi de réduire le nombre de paramètres à inverser. Pour cela on utilise les informations a priori que l'on a sur certains paramètres et l'on teste l'influence de chaque paramètre sur l'inversion. Nous utilisons de plus, la méthode de [Tarantola et Valette, 1982] pour résoudre l'inversion non-linéaire.

Il est également possible d'utiliser une inversion conjointe entre plusieurs données géodésiques. Dans notre étude, nous avons utilisé la station GPS continue localisée à Copiapo dont l'évolution temporelle sur les trois composantes est tracée sur la Fig. 4.25. On remarque que l'effet co-sismique est principalement visible sur la composante Est et dans une moindre mesure sur la composante Nord. En ce qui concerne la partie verticale du signal, le signal est fortement perturbé et ne permet pas de discerner d'événement marquant au cours de l'année 2006.

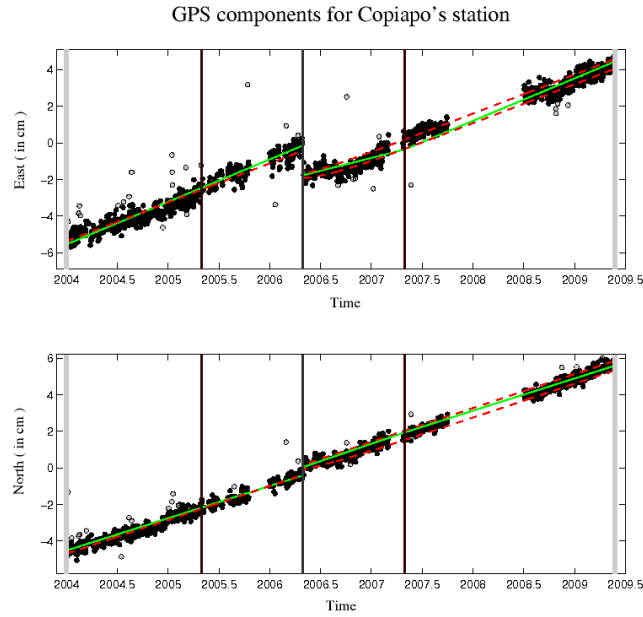


FIG. 4.25 – Composantes GPS à la station continue de Copiapo décomposées dans les directions Est (en haut) et Nord (en bas) avec les ajustements co-, post- et inter-sismique. À la date de l'essai sismique de Copiapo, on constate un saut de la déformation significatif pour la composante Est et moindre pour la composante Nord. En ce qui concerne l'effet du post-sismique, il est très faible pour la composante Est et n'apparaît pas dans la composante Nord.

## 4.4.2 Modélisation du glissement sur l'interface

### 4.4.2.1 Un co-sismique contraint

On réalise dans cette partie l'inversion de la déformation co-sismique du swarm de 2006 localisé aux environs de Copiapo. Comme nous l'avons énoncé, l'inversion de cet événement a préalablement été réalisé par [Holtkamp et al., 2011]. Dans cette étude, le résultat montre un fort résidu à l'intérieur des terres autour de la zone de Copiapo. De plus, les auteurs

indiquent que le modèle expliquant le mieux leurs données ne suggère pas un mouvement asismique significatif. Cependant, les inversions effectuées sont basées uniquement sur trois interférogrammes (utilisant cinq données) dont la ligne de base temporelle est comprise entre deux et trois ans. De plus, les images post-swarm ont été acquises entre mi-2007 et début 2008. Les données utilisées comprennent donc une part importante du signal post-sismique, ainsi qu'une composante non négligeable de la déformation inter-sismique.

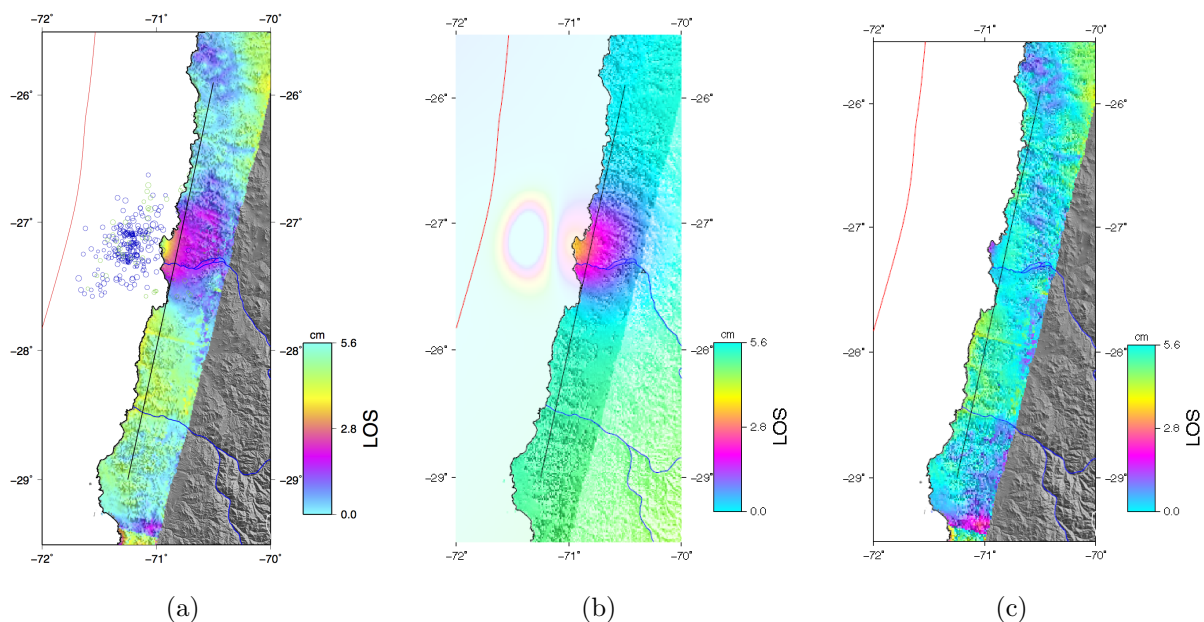


FIG. 4.26 – Modélisation de la déformation co-sismique du swarm de Copiapo en fonction de la ligne de visée du satellite. La carte des données InSAR issue du traitement en série temporelle est représentée en (a) avec l'ensemble des séismes identifiés comme faisant partie du swarm de Copiapo. Le modèle co-sismique est projeté en LOS dans la figure (b). Enfin, la figure (c) montre le résidu obtenu en soustrayant le modèle aux données.

La carte que nous utilisons est celle qui a été construite à partir de l'étude de la série temporelle pour la track 96. Nous effectuons, de plus, un sous-échantillonnage des données qui varie selon la distance entre la faille et les observations. On utilise également les données de la station GPS permanente à Copiapo (qui est située à environ 100 km de la côte. En utilisant son évolution temporelle, on mesure un déplacement pour la station, de  $-1,9$  cm dans la direction Est-Ouest et de  $0,34$  cm dans la direction Nord-Sud. Nous contraignons de plus, dans l'inversion, le moment géodésique en le considérant égal au moment sismique total relâché durant le swarm. Celui-ci est obtenu à partir des données du catalogue de l'USGS, en utilisant l'ensemble des séismes nucléant dans la zone sismogénique et qui sont proches en temps et en espace par rapport aux deux séismes principaux de Mw 6.1 et Mw

6.3. On trouve ainsi un moment cumulé sismique correspondant à une magnitude d'environ Mw 6.84. Enfin on force le glissement à s'effectuer sur le plan de subduction, et on effectue une exploration de paramètres sur la longueur et la largeur de la dislocation ainsi que le taux de glissement.

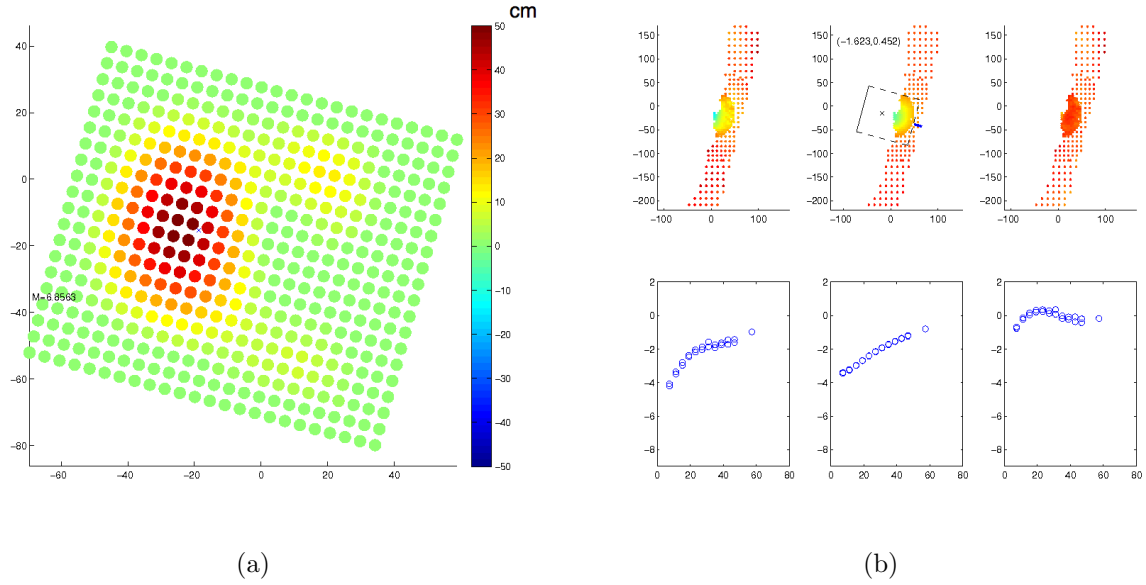


FIG. 4.27 – La figure (a) montre l'inversion du glissement co-sismique sur le plan de faille discrétisé. On représente dans la partie supérieure de la figure (b) les données, le modèle et le résidu de l'inversion (avec le sous-échantillonnage des données), et dans la partie inférieure le profil du déplacement à la latitude de Copiapo.

Les résultats obtenus sont représentés dans les Fig. 4.26 et 4.27. Les paramètres s'adaptant le mieux aux données sont une dislocation de dimension  $26 \times 35$  km et un glissement de 50 cm, en accord avec les résultats de [Holtkamp et al., 2011]. On note que le résidu obtenu est relativement faible autour de Copiapo. L'inversion des patches de glissement est contraint par un principe de non négativité et un forçage à 0 pour les patches situés aux bords de la faille. Le patch principal est localisé à faible profondeur et la magnitude déduite de l'InSAR equivaut à une magnitude Mw 6.8.

#### 4.4.2.2 Discussion sur le post-sismique

Contrairement à l'étude de [Holtkamp et al., 2011] qui ne s'intéressait qu'à la déformation co-sismique de l'essai de Copiapo en 2006, nous effectuons également l'inversion de la déformation post-sismique attribuée à cet épisode sismique. Celle-ci a pu être déterminée

grâce à notre étude minutieuse en inversion temporelle à partir d'un ensemble de 55 interférogrammes.

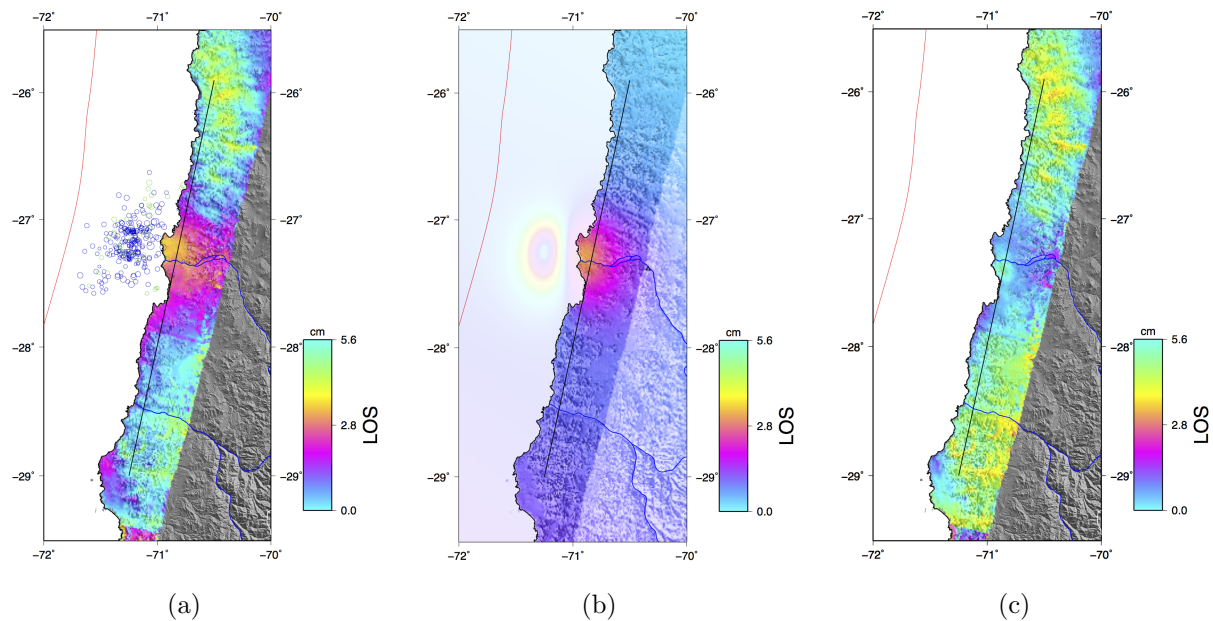


FIG. 4.28 – Modélisation de la déformation post-sismique du swarm de Copiapo en fonction de la ligne de visée du satellite. La carte des données InSAR issue du traitement en série temporelle est représentée en (a) avec l'ensemble des séismes identifiés comme faisant partie du swarm de Copiapo. Le modèle post-sismique est projeté en LOS dans la figure (b) avec en transparence la géométrie du patch de glissement. Enfin, la figure (c) montre le résidu obtenu en soustrayant le modèle aux données.

On utilise comme précédemment un sous-échantillonnage des données InSAR et les mesures de la station GPS de Copiapo. Concernant ces dernières, le déplacement déduit de la série temporelle est très faible puisqu'il est proche de 0 pour la composante Nord-Sud et inférieure à 0,5 cm pour la composante Est-Ouest. Le moment total post-sismique, issu du catalogue USGS par le cumul des séismes sur une durée d'un an et demi après le swarm de mai 2006, représente lui une magnitude  $M_w = 5,38$ . On contraint ici la magnitude géodésique équivalente à  $M_w 6,5$  et on force le déplacement à "fitter" le déplacement de la station GPS de Copiapo.

On montre les résultats de l'inversion de la déformation post-sismique dans les Fig. 4.28 et Fig. 4.29. Les paramètres expliquant les données et minimisant le "misfit" sont une dislocation située plus en profondeur par rapport à l'inversion co-sismique et un glissement moyen de 26.5 cm. Le patch de glissement principal est de plus situé au Sud par rapport



à la rupture co-sismique. En comparaison avec la déformation induite par la sismicité, le mouvement mesuré est clairement asismique.

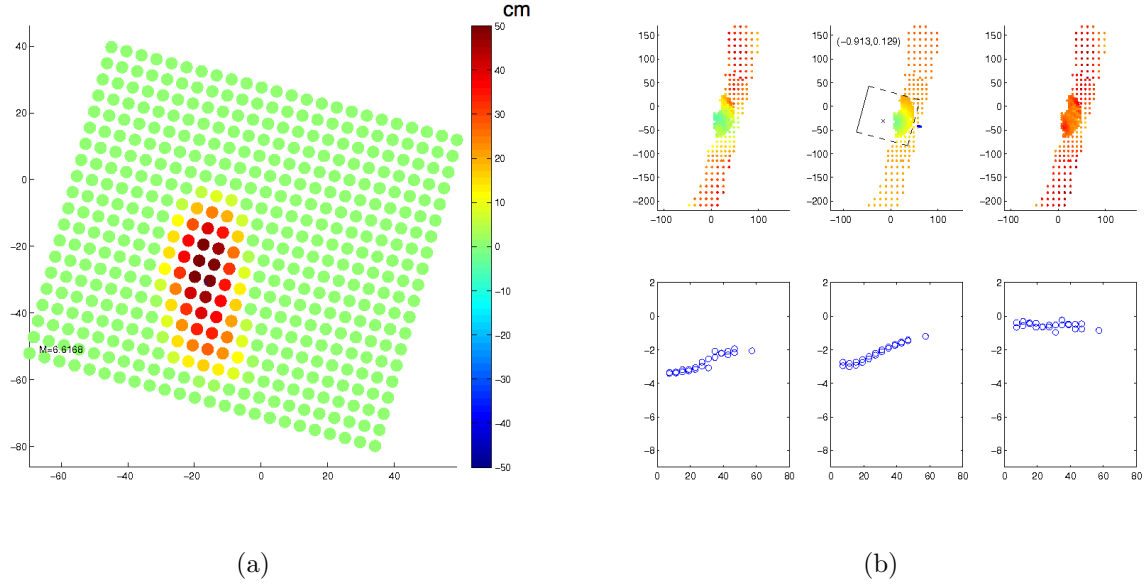


FIG. 4.29 – La figure (a) montre l'inversion du glissement post-sismique sur le plan de faille discrétisé. On représente dans la partie supérieure de la figure (b) les données, le modèle et le résidu de l'inversion (avec le sous-échantillonnage des données), et dans la partie inférieure le profil du déplacement à la latitude de Copiapo.

# Applications : autres études de la déformation au Chili

---

## Sommaire

<b>5.1</b>	<b>Étude de l'épisode de Punitaqui</b>	<b>176</b>
5.1.1	Étude de la sismicité	176
5.1.2	Études interférométriques	178
5.1.2.1	Génération des interférogrammes	178
5.1.2.2	Corrections	182
5.1.3	Séries temporelles	184
5.1.3.1	Génération	184
5.1.3.2	Analyse en composante principale	186
5.1.3.3	Extraction co-sismique et intersismique	189
5.1.4	Inversions du déplacement cosismique	190
<b>5.2</b>	<b>Étude de l'intersismique</b>	<b>193</b>
5.2.1	Études préliminaires	193
5.2.1.1	Présentation des stacks ENVISAT	193
5.2.1.2	Comparaison avec le GPS	195
5.2.2	Étude d'après les séries temporelles	196
5.2.2.1	Retrait du swarm de Copiapo	196
5.2.2.2	Bilan sur la track 53 ERS	198
5.2.2.3	Compilation de la mesure intersismique	199
5.2.3	Discussion sur l'évolution latérale	200

---

Avant de commencer la lecture de ce chapitre, il est à noter qu'il s'agit ici de résultats préliminaires et nous resterons par conséquent extrêmement prudents quant aux conclusions que nous en tirerons. La première partie de ce chapitre concerne l'étude de trois événements particuliers sur la région de Punitaqui durant l'année 1997 en utilisant la track ERS 53. La deuxième partie montre les premiers résultats que nous avons obtenus pour l'étude de l'intersismique au Nord Chili avant et après le retrait des épisodes de Copiapo et de Punitaqui. On s'intéresse pour cela principalement à la track ENVISAT 325.

## 5.1 Étude de l'épisode de Punitaqui

### 5.1.1 Étude de la sismicité

Cette partie est dédiée à l'étude des déformations observées dans la région de Punitaqui entre mi-1997 et début 1998 avec une succession d'événements sismiques particuliers : un premier épisode d'essaim sismique courant juillet, enchaîné par un séisme intra-plaque en slab push de magnitude Mw 7.1, et enfin suivi d'un second essaim. Les données utilisées sont des acquisitions des satellites ERS-1 et ERS-2 le long de la track 53, afin de contraindre le séisme de plus grande profondeur. De plus, les données de la track 325, qui est située plus près de la côte, sont trop insuffisantes pour obtenir une précision suffisante de la déformation. La région autour de Punitaqui correspond à une géométrie spécifique du slab puisqu'il s'horizontalise à environ 100 km de profondeur.

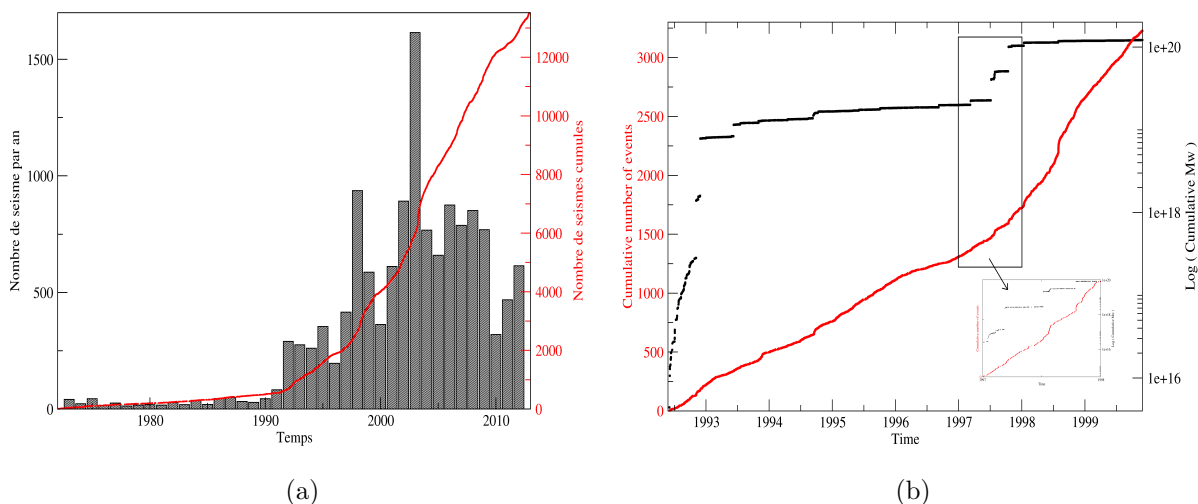


FIG. 5.1 – Histogramme et distribution du nombre de séismes en fonction du temps et distribution des séismes en fonction du temps entre 1973 et 2012 (a). Évolution de la sismicité et du nombre d'événements cumulés autour des événements de 1997 (b) .

Nous avons représenté dans la Fig. 5.1 l'évolution de la sismicité entre 1973 et 2012 en utilisant le catalogue de l'USGS que nous avons complété par le catalogue chilien pour les années post-2008. Si la région est plus instrumentée que celle que nous avons étudiée autour de Copiapo, il subsiste tout de même un problème de complétude jusque dans les années 90.

Ainsi, si l'on dénote une augmentation de la sismicité à partir de 1992, cet effet peut être interprété par un biais d'observation. La sismicité historique montre que le segment

considéré (entre 30 et 32°S) a rompu complètement lors des événements de 1730 (Mw 8.7), 1880 (Mw 7.7) et 1943 (Mw 7.9).

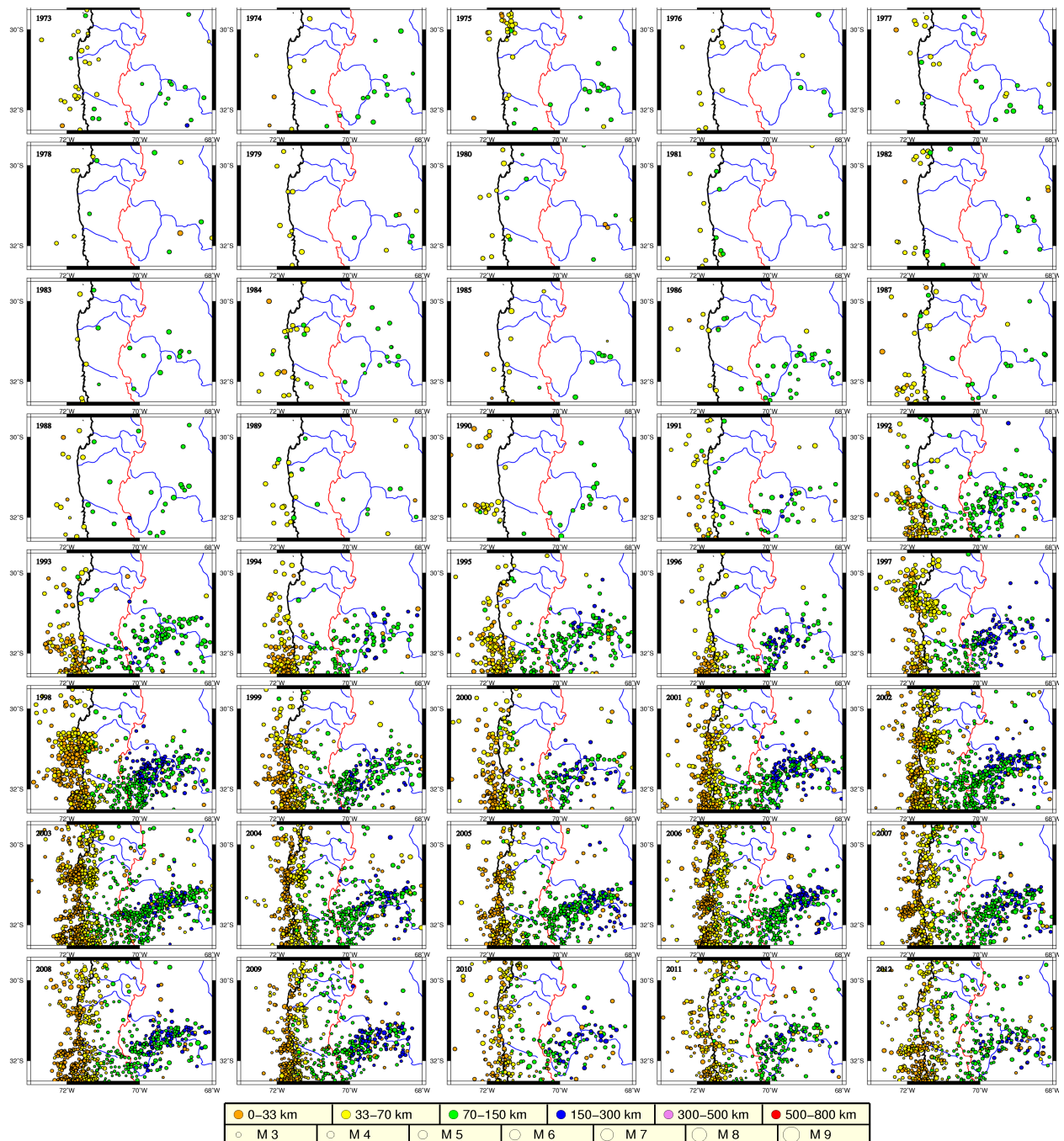


FIG. 5.2 – Évolution de la sismicité d'après le catalogue donné par l'USGS entre 1973 et 2012 et complété par le catalogue chilien à partir de 2008. Chaque séisme est représenté par un cercle dont la position est celle de son épicerne, dont la couleur dépend de sa profondeur et dont la taille est fonction de sa magnitude.

Cependant, depuis 1973 on ne dénombre aucun séisme de grande dimension. Par contre, depuis les vingt dernières années on observe une sismicité importante localisée au niveau de la zone sismogénique mais également plus en profondeur à la latitude de  $-31,5^\circ\text{S}$ . De plus, on constate pour certaines dates plusieurs "amas" conséquents de séismes et notamment durant l'année 1997 autour de  $31^\circ\text{S}$ . En effet en l'espace de 6 mois, on recense pas moins de 7 séismes dont la magnitude est supérieure  $M_w 6.0$  (sur un total de 35 séismes de  $M_w > 6.0$  sur les 40 ans du catalogue). Parmi ceux-ci, 4 d'entre eux font partie d'un épisode d'essaim sismique durant le mois de juillet. Un séisme de type slab push, i.e. qui est issu d'une compression intraplaque, est ensuite déclenché quelques mois plus tard, le 15 octobre avec un magnitude  $M_w 7.1$ . Enfin, légèrement au Nord du slab push précédent, on note deux séismes de magnitude  $M_w 6.2$  et  $M_w 6.6$  qui font partie d'un second swarm entre la fin 1997 et le début 1998.

### 5.1.2 Études interférométriques

#### 5.1.2.1 Génération des interférogrammes

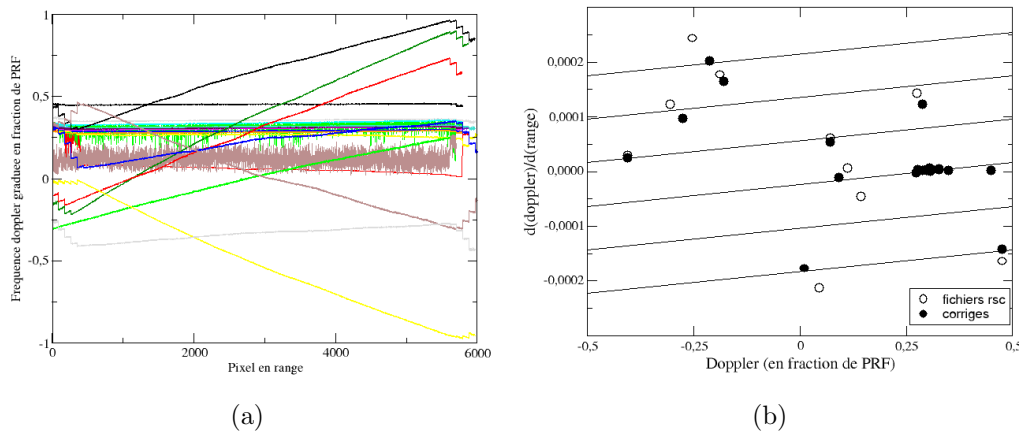


FIG. 5.3 – Problématique de l'effet doppler pour la track 53 : la figure (a) montre l'ensemble des fréquences doppler en fonction de la position du pixel en distance tandis que la figure (b) représente les pentes du doppler pour chaque image en fonction de leur doppler 0. Les lignes continues représentent la relation  $\frac{d(\text{doppler})}{dr}$  en fonction du doppler 0, modulo 1 en doppler 0.

Dans notre état de l'art sur l'interférométrie radar, nous avons déjà discuté des problématiques liées à la fréquence doppler centrale dont la différence ne peut excéder une PRF entre deux images pour que l'interférogramme qu'elles forment puisse être cohérent. Nous avons vu également qu'à partir de 2001, l'attitude du satellite ERS-2 étant moins bien

contrôlée, cela a entraîné des "dérives" du squint et donc de la fréquence doppler.

Les dopplers des 21 acquisitions ERS dont nous disposons pour la track 53 (avec 2 images ERS-1 et 19 ERS-2) sont visibles dans la Fig. 5.3(a). On note ainsi une très grande dispersion des dopplers pour notre jeu de données. On représente dans la Fig. 5.3(b) la distribution des dopplers (pente du doppler en fonction de la portée versus valeur du doppler en portée proximale) avant et après correction. La valeur de la pente du doppler est une régression linéaire effectuée sur la partie centrale du range, la détermination des fréquences dopplers étant bruitée en distance proche et lointaine.

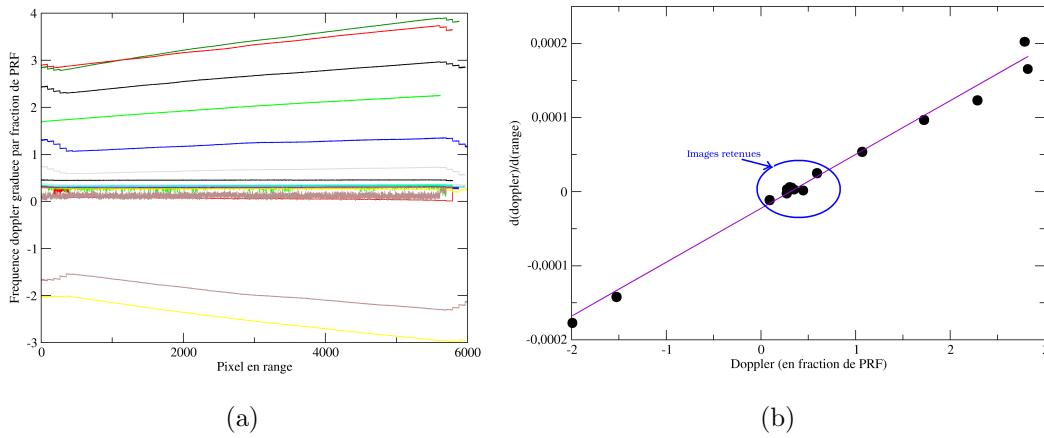


FIG. 5.4 – Sélection des images en fonction de leur fréquence doppler : les dopplers sont réajustés par rapport à la Fig. 5.3 en (a) et l'on retient les images encerclées d'une ellipse bleue en (b).

On a constaté (sur d'autres jeux de données plus fournis) que la distribution de la pente du doppler des images en fonction de leur doppler 0 suit une loi linéaire. Les droites utilisées pour relier les différentes acquisitions sur la Fig. 5.3b sont parallèles entre elles, avec un delta équivalent à un [PRF]. Ainsi nous ré-estimons les dopplers 0 de chaque image, par ajout ou retrait d'un nombre entier de PRF, pour ajuster au mieux la droite passant par l'ensemble des acquisitions. Après cette correction, on reproduit l'évolution du doppler pour chaque image en range sur la Fig. 5.4 (a). On cherche ainsi à conserver des groupes d'images dont l'étendue des dopplers ne diffère pas de plus d'un [PRF]. Il est ensuite possible d'effectuer des traitements séparés pour plusieurs sous-jeux de données puis de relier ces sous-ensembles utilisant les images dont les dopplers sont les plus proches entre les deux sous-jeux de données. On peut utiliser pour sélectionner notre jeu de données la Fig. 5.4 qui représente le résultat obtenu de la pente du doppler en fonction du doppler 0. Le choix s'est ainsi porté sur l'ensemble des images encerclées par une ellipse bleue, comprenant une



image datant de 2010 mais excluant les 7 autres acquisitions post-2001.

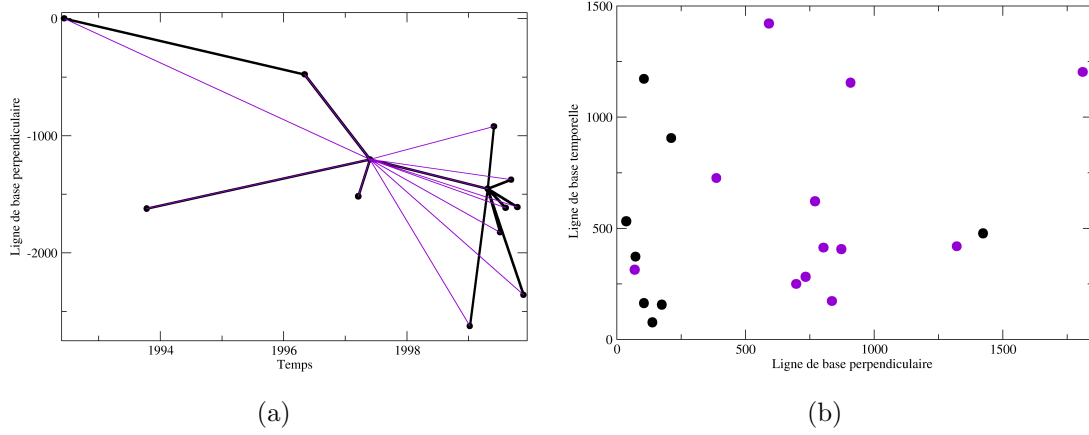


FIG. 5.5 – Comparaison entre une coregistration avec une seule image maîtresse (en violet) ou plusieurs images sous-maîtresse (en noir). Les réseaux sont représentés en (a) et leur répartition en baseline perpendiculaire vs baseline temporelle est visible en (b).

En ce qui concerne l'étape de coregistration, nous avons utilisé, comme précédemment, plusieurs images sous-maîtresses. Le réseau est représenté sur la Fig. 5.5 (a) tandis qu'on peut mesurer l'amélioration apportée par cette étape sur la Fig. 5.5 (b).

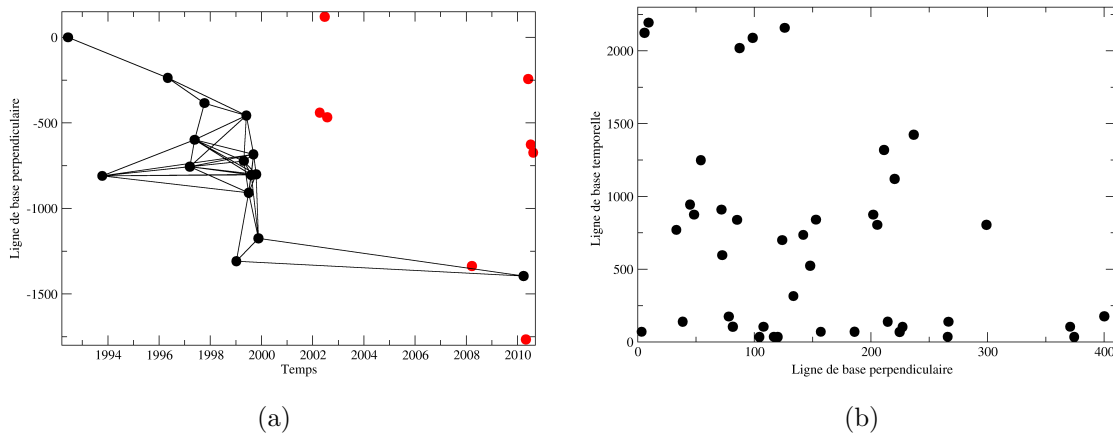


FIG. 5.6 – Réseau interférométrique pour la track ERS 53, incluant les images post 2000, en (a). Les points rouges représentent les images qui n'ont pas été utilisées étant donné leur fréquence doppler. En (b) on représente la distribution des interférogrammes représentés par leur ligne de base perpendiculaire en fonction de leur ligne de base temporelle.

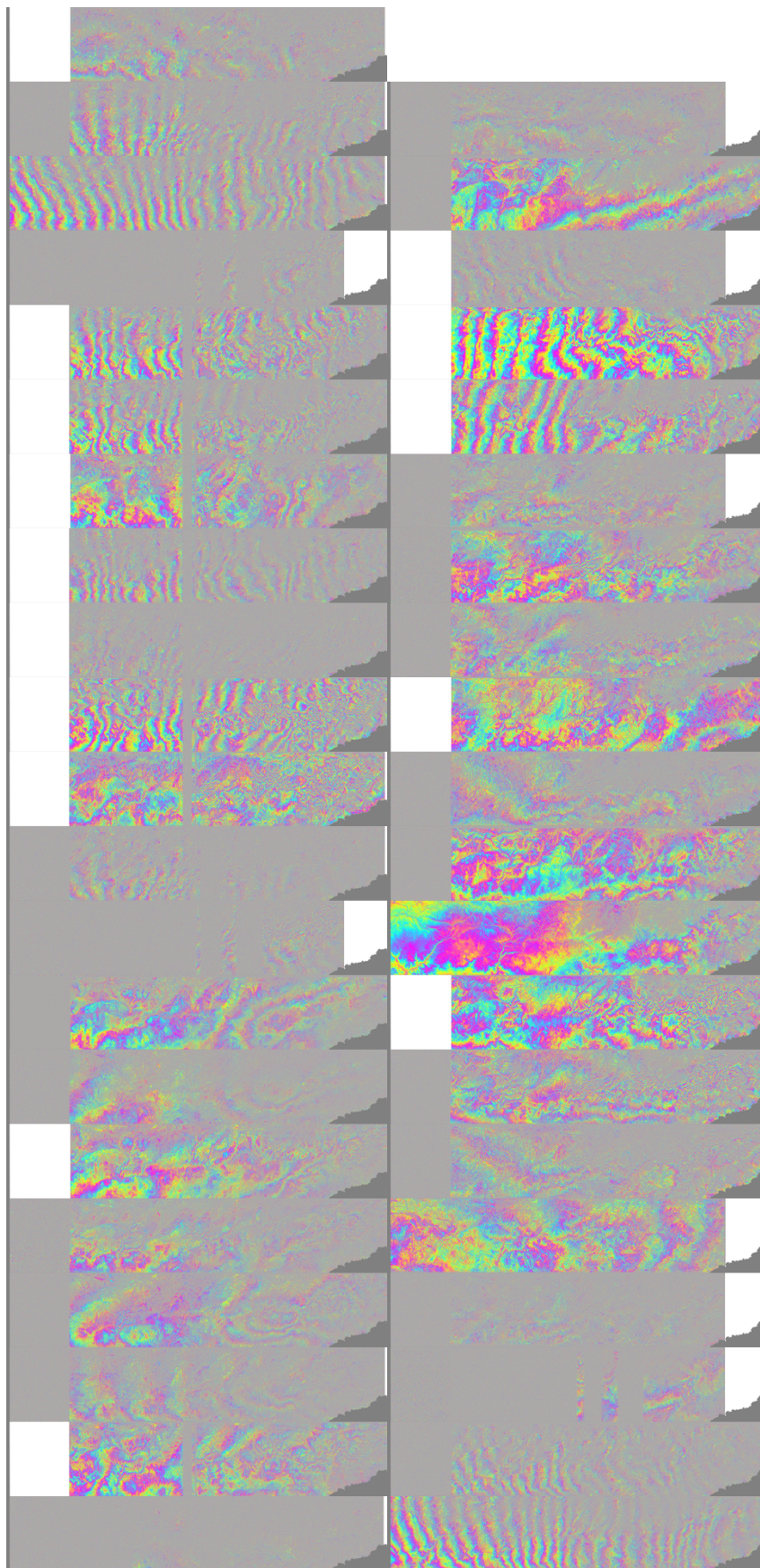


FIG. 5.7 – Interférogrammes différentiels bruts générés sur la track 53 en utilisant toutes les acquisitions ERS disponibles après la sélection du doppler. Le grand nombre de franges en azimuth pour certains interférogrammes est due aux variations de PRF.

L'ensemble des acquisitions sélectionnées nous permet de générer un ensemble de 41 interférogrammes. Nous avons représenté le réseau interférométrique dans la Fig. 5.6 (a) et la distribution des interférogrammes selon leur ligne de base perpendiculaire et temporelle dans la Fig. 5.6 (b). Ce réseau est composé d'interférogrammes dont la  $B_{\perp}$  est comprise entre 3 et 400 m (avec une moyenne aux alentours de 150 m seulement), et dont la  $B_{temp}$  varie entre 1 mois et 6 ans (avec en moyenne un peu moins de deux ans).

Enfin, la moitié des interférogrammes comprennent les épisodes de 1997 tandis que la majorité des interférogrammes restants sont post-1997. La Fig. 5.7 regroupe la série des 41 interférogrammes que nous avons utilisés. On constate que la plupart des données sont partiellement voire totalement incohérentes. On constate aussi que les interférogrammes utilisant l'image d'octobre 1997, qui aurait pu permettre de distinguer la déformation entre le swarm de juillet et le séisme intraplaque, ne sont pas exploitables. De plus on note de forts effets de résidus orbitaux et troposphériques qui perturbent le signal.

### 5.1.2.2 Corrections

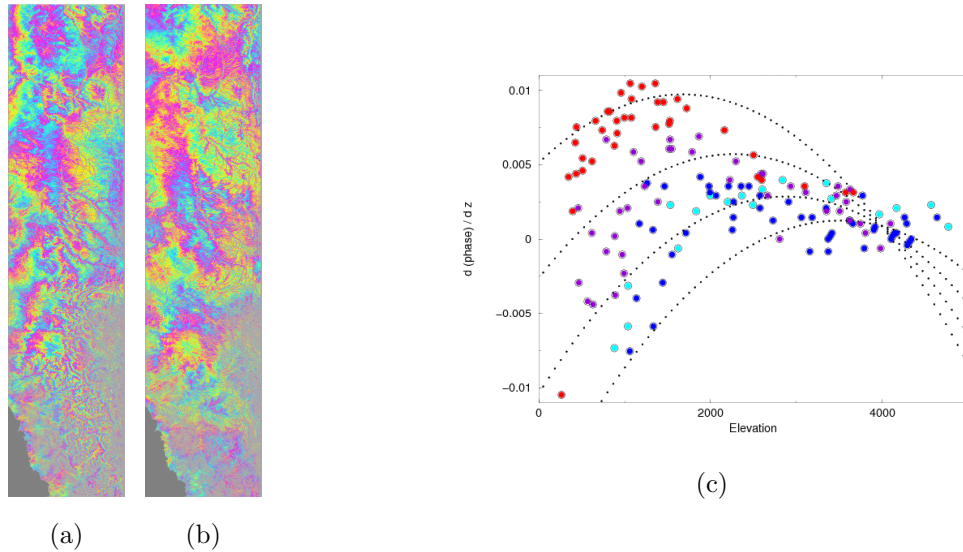


FIG. 5.8 – Correction empirique de la contribution atmosphérique stratifiée. Exemple d'un interférogramme à faible  $B_{\perp}$  (50 m) et  $B_{temp}$  (4 mois) avant (a) et après (b) correction. Le graphique en (c) représente le gradient  $d\phi/dz$ . La couleur des points est fonction de l'azimut (rouge au Nord vers bleu foncé au Sud). On trace également la fonction du fit empirique ( $f(z)$ ) utilisée pour trois segments le long de l'azimut. On voit dans cet exemple une forte variabilité du gradient de phase avec la topographie, du Nord au Sud, et des faibles altitudes aux fortes altitudes.



De la même manière que pour la track 96, nous effectuons une succession de corrections au cours du traitement interférométrique, avant et après déroulement. Ces corrections sont particulièrement critiques pour cette track 53 puisque, d'une part, les problématiques liées aux dopplers nous ont privé d'une partie des données disponibles et que, d'autre part, la série d'interférogrammes que nous avons généré nécessite d'importantes corrections pour permettre de l'exploiter (et dans un premier temps pour que les interférogrammes puissent être déroulés).

Comme vu au chapitre précédent, les premières corrections sont faites avant déroulement. La première étape consiste à corriger la rampe en azimuth (environ une frange pour 16 pixels en pleine résolution) liée à la variabilité des PRFs des images ERS. Cette correction, en  $\frac{(PRF_{master} - PRF_{slave})}{PRF_{master}}$  laisse sur certains interférogrammes des franges en azimuth résiduelles (visible sur la Fig. 5.7), qui sont corrigées empiriquement. Ensuite, nous estimons une rampe linéaire en range, que nous corrigeons. Puis nous effectuons une correction atmosphérique sur l'ensemble des données. Pour cela, nous avons dans un premier temps testé la correction ERA-I, mais celle-ci s'est montrée inefficace. Nous avons donc opté pour une estimation empirique de l'erreur amosphérique en utilisant la relation qui existe entre la phase et la topographie. On ajuste ainsi l'évolution de la phase en fonction de l'altitude par une fonction quadratique de l'altitude :

$$\frac{\delta\phi}{\delta z} = (a + by)(z - z_{ref})^2 + (c + dy)(z - z_{ref}) + e \quad (5.1)$$

avec  $z_{ref} = 4000m$ ,  $e$  est une variable nulle à haute altitude où l'on considère que l'effet stratifié tend vers 0. Cette équation est ensuite intégrée pour donner  $\phi(z)$  en supposant  $\phi = 0$  en  $z_{ref}$ . Un exemple de cette correction est donné dans la Fig. 5.8 où l'on remarque que la pente de la phase par rapport à l'altitude tend vers zéro à haute altitude (ceci se confirme sur l'ensemble des interférogrammes avec une faible variabilité). On considère ainsi que l'on peut sous-estimer la variabilité latérale à partir de 4000 m. Par contre à faible altitude on constate, dans notre exemple mais également sur la plupart des interférogrammes, une forte variabilité en fonction de la région considérée (mis à part quelques outliers). L'estimation donnée dans l'équation précédente est ensuite intégrée verticalement et utilisée pour corriger les interférogrammes.

Nous effectuons ensuite une correction locale de l'erreur de MNT, puis l'on ré-itére les corrections orbitales et atmosphériques. Les résultats obtenus avec les corrections successives sont montrés dans la Fig. 5.9. Nous voyons que pour les trois exemples proposés qui intègrent les déformations induites par les événements de 1997, la série de corrections nous permet d'augmenter de manière très significative la cohérence et de visualiser une déformation qui n'était pas visible initialement.

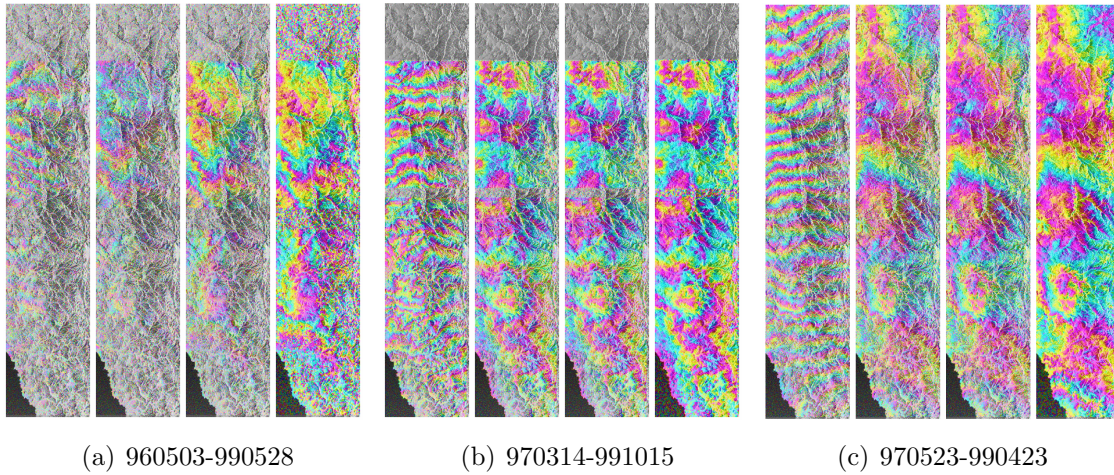


FIG. 5.9 – Corrections successives appliquées sur la track 53 pour trois interférogrammes indépendants couvrant les épisodes sismiques de Punitaqui en 1997. De gauche à droite : interférogramme original, corrigé des rampes en range et azimuth et de l’atmosphère stratifiée, corrigé des erreurs de MNT et filtré.

Les étapes de filtrage sont identiques aux méthodes que nous avons présentées dans le chapitre précédent. Après déroulement, nous ré-estimons les rampes en range et en azimuth respectivement par des fonctions linéaires et quadratiques de l’azimut, en masquant la zone de Punitaqui.

### 5.1.3 Séries temporelles

#### 5.1.3.1 Génération

Afin de suivre l’évolution temporelle de la déformation et d’isoler les épisodes de Punitaqui en 1997, mais également de contraindre l’intersismique sur cette région, nous procédons à l’inversion en série temporelle de la track ERS 53. Celle-ci est réalisée pixel à pixel sur la série d’interférogrammes et a pour but de déterminer les incréments de phase entre chaque acquisition. Cependant, le réseau étant fortement perturbé par différents artefacts (principalement d’ordre atmosphérique), il n’est pas possible de conserver l’ensemble des interférogrammes dans cette inversion. En effet, on dénombre pas moins de 15% des interférogrammes qui demeurent, après les multiples corrections, inexploitable.

Malheureusement, parmi les interférogrammes concernés, on recense la totalité des paires formées avec les images 19920609 et 19971010. Ces acquisitions ne peuvent donc faire partie de l’analyse en série temporelle. Nous sommes privés ainsi de plus d’un an d’intersismique (avec l’image de 1992) et de la possibilité de séparer les contributions respectives de l’épisode du swarm de juillet et de l’épisode intraplaque du 17 octobre.



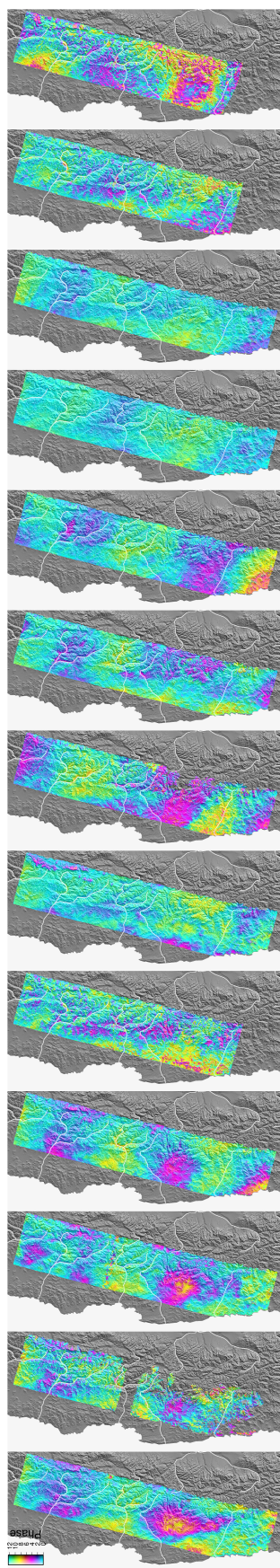


FIG. 5.10 – Cartes des délais de phase totaux (incluant déformation et atmosphère turbulente) pour chaque acquisition (référence prise en 1999).

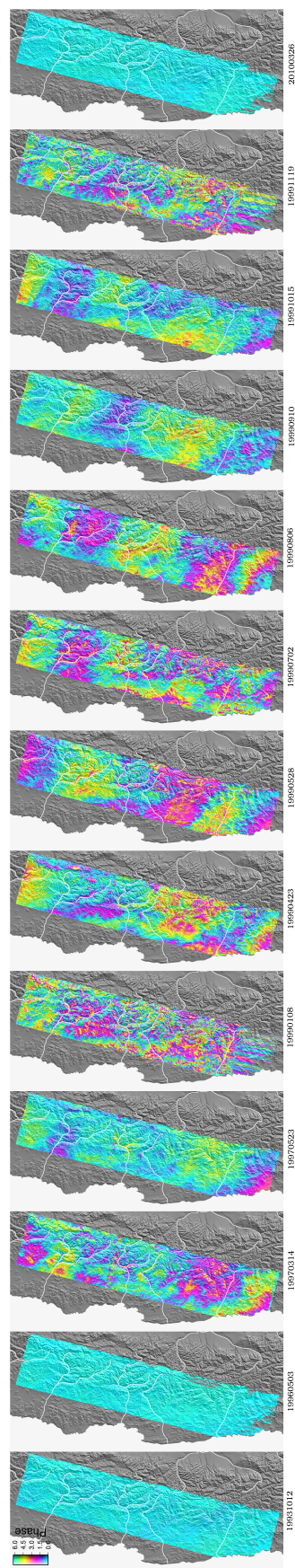


FIG. 5.11 – Cartes de la contribution turbulente dans les délais de phase, obtenue en différenciant la phase totale de la phase lissée. On ne peut l'estimer pour les acquisitions isolées en temps (ici en début et fin de série temporelle).



De plus, on constate que, si nous possédons deux images en 1997 précédant de quelques mois le premier swarm de juillet, en revanche, la première image suivant les trois événements majeures de 1997, n'a été acquise que plus d'un an plus tard.

Contrairement à l'étude que nous avons menée pour Copiapo, il ne sera donc pas possible non plus de séparer les offsets co-sismiques de la déformation post-sismique.

Afin de contraindre la mesure de la déformation intersismique sur une période de temps plus importante, nous avons généré deux interférogrammes supplémentaires (par rapport à la Fig. 5.7) en utilisant l'acquisition de mars 2010 dont le doppler est le seul des images post-2001 à être compatible avec les autres images.

La série temporelle, qui montre l'évolution de la déformation entre les 13 images qui ont été retenues, est représentée sur la Fig. 5.10. Nous avons également affiché sur la Fig. 5.11 les cartes d'APS concernant chaque acquisition. Nous avons identifié précédemment l'APS, qui correspond au délai de phase non modélisé, comme étant associé principalement à l'atmosphère turbulente. Cet effet est par définition censé être décorrélié entre chaque acquisition. On note que l'amplitude de l'APS est particulièrement forte pour les acquisitions avant et après 1997 et qu'elle est caractérisée par une grande variabilité spatiale pour certaines images. En ce qui concerne la série temporelle, nous avons choisi d'utiliser une date post 1997 comme référence qui n'est pas trop affectée par des résidus atmosphériques. Cela nous permet non seulement d'évaluer le pattern de déformation des épisodes de Punitaqui, mais également de contraindre la mesure intersismique en observant l'acquisition de 2010.

### 5.1.3.2 Analyse en composante principale

Comme nous l'avons vu précédemment, la série temporelle de la track 53 est constituée, au premier ordre, de la déformation intersismique (fortement dépendante de l'image acquise en 2010) et de la déformation associée aux épisodes ayant eu lieu dans la région de Punitaqui en 1997 (deux swarms et un slab push de magnitude Mw 7.1). Nous souhaitons donc dissocier ces deux composantes pour les étudier de façon indépendante. L'une des méthodes qui permet cela sans aucun a priori est l'Analyse en Composante Principale.

L'ACP est ainsi effectuée dans le but d'extraire les informations apparemment corrélées dans notre signal. Le taux d'information pour chaque composante sont représentés dans la Fig. 5.12 (a). En combinant les résultats obtenus par les critères de Kayser et la méthode du coude, on détermine le choix des axes factoriels. Nous optons pour la sélection des trois premiers axes dont la somme représente près de 80% de l'information initiale.

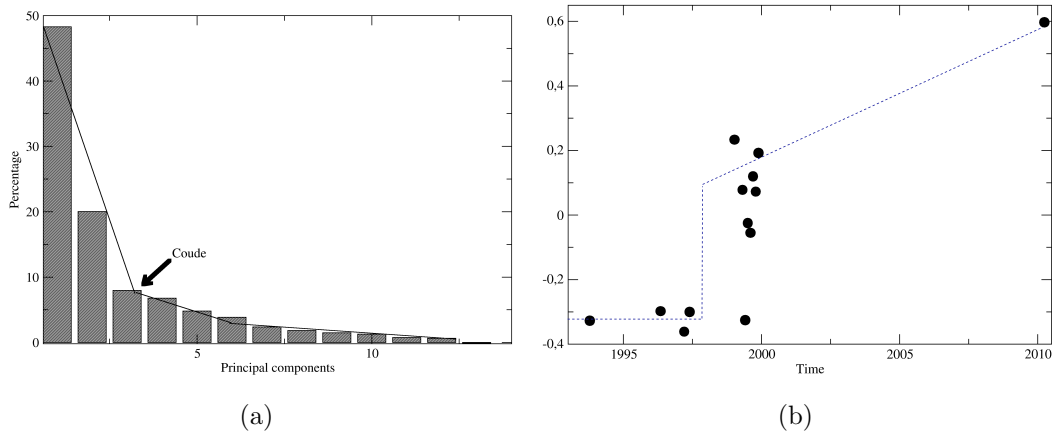


FIG. 5.12 – (a) Taux en pourcentage des valeurs propres de l'ACP en fonction de ses composantes : la première composante représente la majeure partie du signal. (b) Vecteurs propres de la première composante de l'ACP en fonction du temps. L'évolution tracée "à la main" est segmentée en trois parties distinctes.

Dans la Fig. 5.12 (b) nous avons représenté le vecteur propre correspondant à la première composante en fonction des différentes acquisitions. Nous avons également esquissé l'évolution de la déformation en fonction du temps par trois segments de droites qui correspondraient à une vitesse intersismique faible entre 1993 et 1997, puis un offset conséquent qui concentrerait l'essentiel de la déformation entre juillet et décembre 1997, ainsi que la déformation post-sismique associée, puis une vitesse intersismique linéaire, avec une forte pente entre 1997 et 2010. Cependant on observe que la dispersion des vecteurs concernant les dates regroupées en 1999 est relativement importante. De plus, la signature des essais sismiques et du slab push sont corrélées spatialement et temporellement à la déformation intersismique..

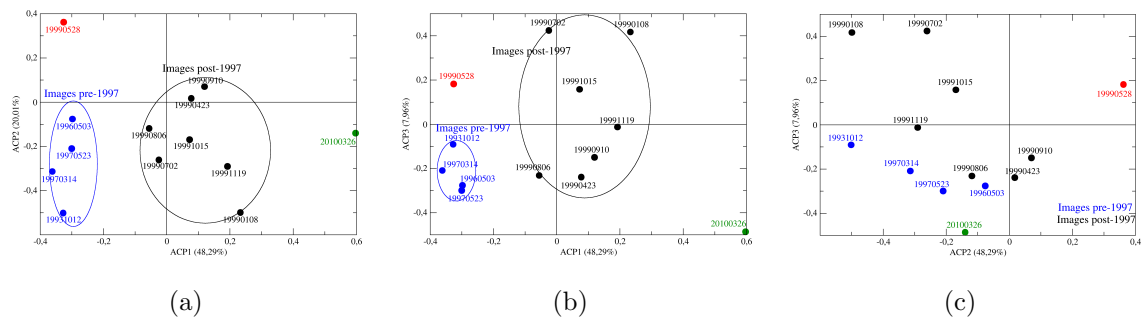


FIG. 5.13 – Projection des variables par rapport au plan factoriel. En utilisant les trois premières composantes : couples (1,2) en a, (1,3) en b et (2,3) en c.

Nous représentons la projection des variables des trois premières composantes par rapport au plan factoriel dans la Fig. 5.13. Nous rappelons que le but est de déterminer si l'on peut extraire des déformations de phase proches pour certains groupes d'images. Sur la projection des deux premiers axes principaux, qui totalisent près de 70% de l'inertie totale, nous observons deux nuages de points regroupant respectivement les images avant et après les événements sismiques de 1997. Cependant la séparation des deux groupes d'images est due au premier axe factoriel et l'on note une grande dispersion pour les acquisitions de l'année 1999. De plus nous notons deux acquisitions isolées : l'image de 2010, ce qui semble confirmer l'évolution de la déformation que l'on a déduit précédemment, et l'image de mai 1999 qui est caractérisée par un important résidu atmosphérique. On observe un comportement identique pour les plans factoriels de la première et de la troisième composante mais avec un "regroupement" des images avant les événements de Punitaqui en 1997 et par contre une dispersion du groupe d'image acquises après cet épisode. Enfin, les deuxième et troisième composantes semblent totalement décorrélées entre elles et l'ensemble des acquisitions est dispersé dans le plan factoriel.

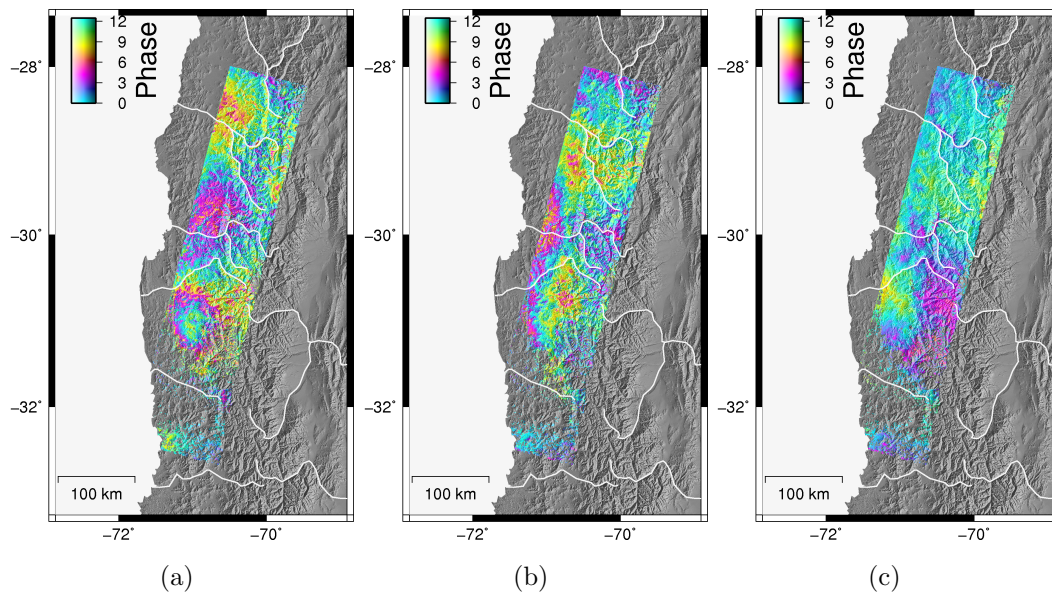


FIG. 5.14 – Cartes générées d'après les premières composantes de l'ACP : première (a) seconde (b) et troisième (c) composante.

Nous avons construit les cartes associées aux trois premières composantes dans la Fig. 5.14. Comme on pouvait s'y attendre, la première composante est dominée par les effets de déformation engendrés par les swarms et le slab push de Punitaqui durant l'année 1997. La seconde composante est probablement formée à partir de la déformation intersismique mais

il subsiste probablement des trade-off importants avec le co-sismique.

À l'image de l'ACP de l'étude du swarm de Copiapo, nous n'avons pas eu la possibilité de discerner nettement les contributions des épisodes de Punitaqui et de l'intersismique pour la série temporelle de la track 53. Cependant le graphique du vecteur propre de la première composante, associé aux résultats de l'étude des différents plans factoriels, nous permet de concevoir, avec une confiance acceptable, que l'évolution temporelle de la déformation peut se découper en deux parties distinctes. Nous nous intéresserons dans la suite à la contribution de Punitaqui et à la vitesse intersismique entre 1999 et 2010.

### 5.1.3.3 Extraction co-sismique et intersismique

La section précédente, concernant notre étude en ACP, n'a pas permis de séparer correctement les différentes contributions de la série temporelle. Cependant nous avons vu qu'il était a priori possible de modéliser l'évolution de la déformation par trois segments linéaires. Nous proposons ainsi dans cette partie de déterminer les paramètres concernant l'offset regroupant les swarms et le slab push de Punitaqui d'une part, et la vitesse intersismique d'autre part, à l'aide d'une fonction temporelle de la déformation.

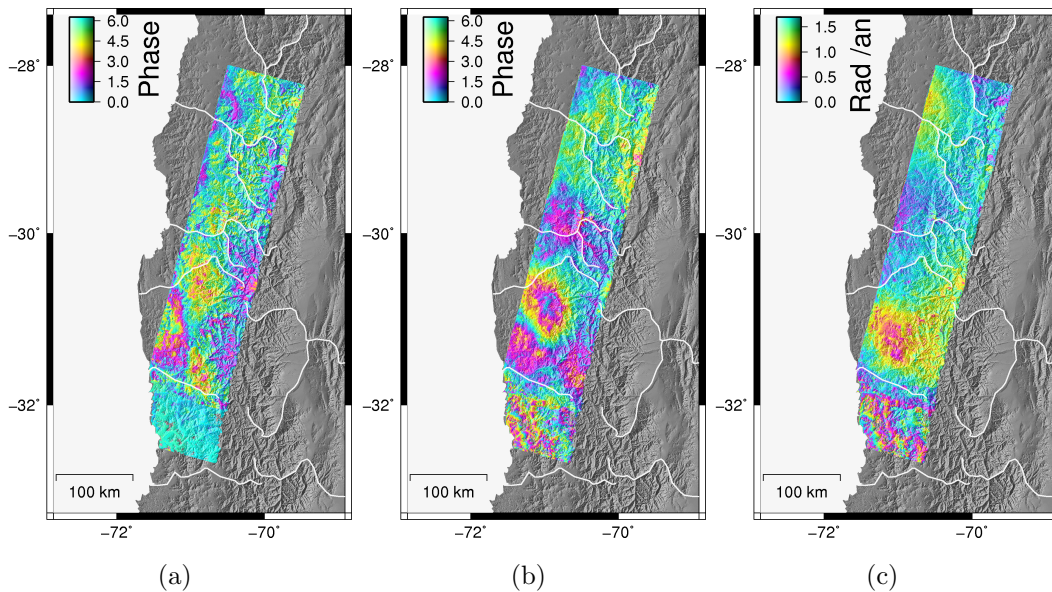


FIG. 5.15 – Modélisation du signal de déformation par une fonction du temps : terme constant (a), "offset" cosismique (b), et déformation intersismique en rad/an (c). Positif en LOS en s'éloignant du satellite, i.e., on voit du soulèvement co-simique vers  $[-31; -71]$  et du soulèvement Intersismique vers  $[-31.5; -71]$  et vers  $[-28.5; -70.5]$ .

Nous effectuons ainsi une inversion linéaire pour les déformations liées aux événements

de 1997 et l'intersismique en ajustant leur amplitude. Nous définissons pour chaque pixel :

$$f(t) = A + Bt + CH_{co}(t) \quad (5.2)$$

$$\text{avec } H_{co}(t) = \begin{cases} 1 & t > t_{eq} \\ 0 & \text{sinon} \end{cases} \quad (5.3)$$

Les paramètres A, B et C correspondent respectivement au terme constant, à la vitesse intersismique et à l'offset co-sismique (qui est la somme des trois événements). La Fig. 5.15 représente la structure spatiale de chaque composante. En ce qui concerne la partie "co-sismique", la localisation et le pattern semblent correspondre relativement bien au mécanisme au foyer du slab push d'octobre 1997 (par rapport au choc principal). Pour l'effet de l'intersismique, on constate une alternance de mouvement relatif de soulèvement et de subsidence qui se rapporterait respectivement à une partie couplée (Coquimbo et Nord de la péninsule de Choros) et non couplée (baie de la Serena). Notez que l'intersismique est essentiellement contraint par les délais de phase entre les dates de 1999 et celle de 2010.

#### 5.1.4 Inversions du déplacement cosismique

À partir de la déformation "co-sismique" que nous venons de mettre en évidence, nous examinons, dans la suite, s'il est possible d'inverser les données géodésiques pour contraindre l'épisode de Punitaqui. Sinon, on souhaite au moins tester l'adéquation entre l'offset observé et un modèle simplifié issu des données sismologiques. Ce dernier, si le résidu correspondant est suffisamment faible, pourrait nous permettre de corriger la série temporelle de l'effet de Punitaqui dans la perspective de l'étude intersismique de la région.

Les modèles utilisés reprennent les équations d'Okada avec une dislocation rectangulaire dans un milieu semi-infini, supposé élastique. Nous utilisons pour cette étude, les trois champs de déformation produits par chacun des événements de 1997 autour de Punitaqui. Dans l'ordre chronologique nous avons :

- Un swarm sur l'interface qui se situe en mer et près de la fosse, au large de la péninsule de Tongoy, qui s'est déroulé durant le mois de juillet. Le moment total est d'environ Mw 6.8.
- Un séisme en slab-push le 15 octobre, de magnitude Mw 7.1 et à environ 60 km de profondeur.
- Un second swarm sur l'interface, légèrement "up-dip" et plus au Nord par rapport à l'épisode de slab-push, à la fin 1997, début 1998. Pour ce dernier on arrive à un moment total équivalent à une magnitude Mw 6.7.

Le premier modèle consiste à utiliser les données issues de la littérature. Pour cela le catalogue de [Lemoine et al., 2001], contenant la relocalisation des événements les



plus importants de l'épisode de Punitaqui, est repris. Les mécanismes sont déduits de [Pardo, 2002b] et les profondeurs par [Lemoine et al., 2002]. Enfin les dimensions des failles et l'intensité du glissement sont déterminés à partir des magnitudes des séismes et des lois de [Wells et Coppersmith, 1994]. Les résultats obtenus sont visibles dans la Fig. 5.16. L'amplitude des patches principaux de déformation semble correspondre entre le modèle et les données InSAR. Cependant, leur localisation est sensiblement différente avec un patch localisé plus à l'intérieur des terres dans le modèle. Ceci provoque un résidu important sur les bords latéraux de la track (au niveau de la zone de Punitaqui).

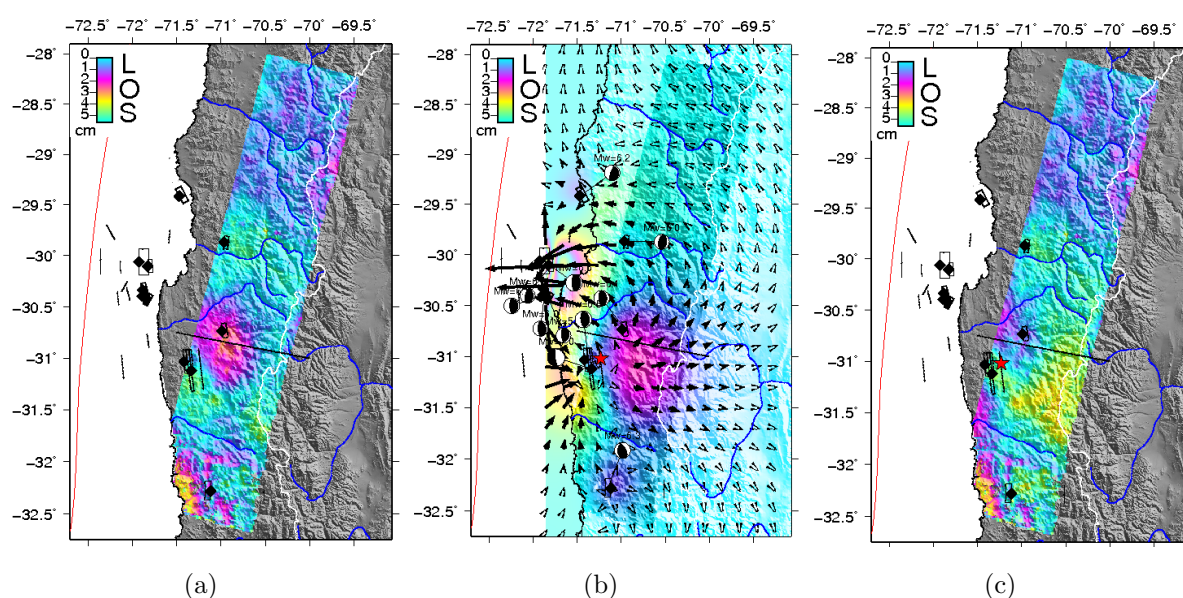


FIG. 5.16 – Modèle n°1 : Modélisation de la déformation co-sismique de la succession d'épisodes à Punitaqui en 1997 en fonction de la ligne de visée du satellite. La carte des données InSAR issue du traitement en série temporelle est représentée en (a). Le modèle co-sismique est projeté en LOS dans la figure (b) avec la position des trois dislocations et le mécanisme au foyer associé aux événements majeurs. Enfin, la figure (c) montre le résidu obtenu en soustrayant le modèle aux données.

Pour corriger cet effet, les positions des deux séismes principaux responsables du patch principal (à savoir le slab push de Mw 7.1 et sa réplique de Mw 6.6) ont été inversées. La Fig. 5.17 montre le résultat obtenu avec un résidu qui s'est réduit en décalant la position des deux séismes vers l'Ouest. Le slab-push est ainsi décalé vers la fosse d'environ 30 km par rapport aux études de [Pardo, 2002b] et de 10 km par rapport à celles de [Lemoine et al., 2002]. La zone de transition serait donc plus superficielle, ce qui pourrait être en adéquation avec les conclusions de [Gardi et al., 2006] soulevant un glissement



asismique probable. Cependant nous n'avons pas clairement de glissement asismique visible à grande échelle. En effet le résidu autour de la zone de Punitaqui, s'il était vu comme un glissement profond, induirait une déformation dans le sens inverse de celle observée.

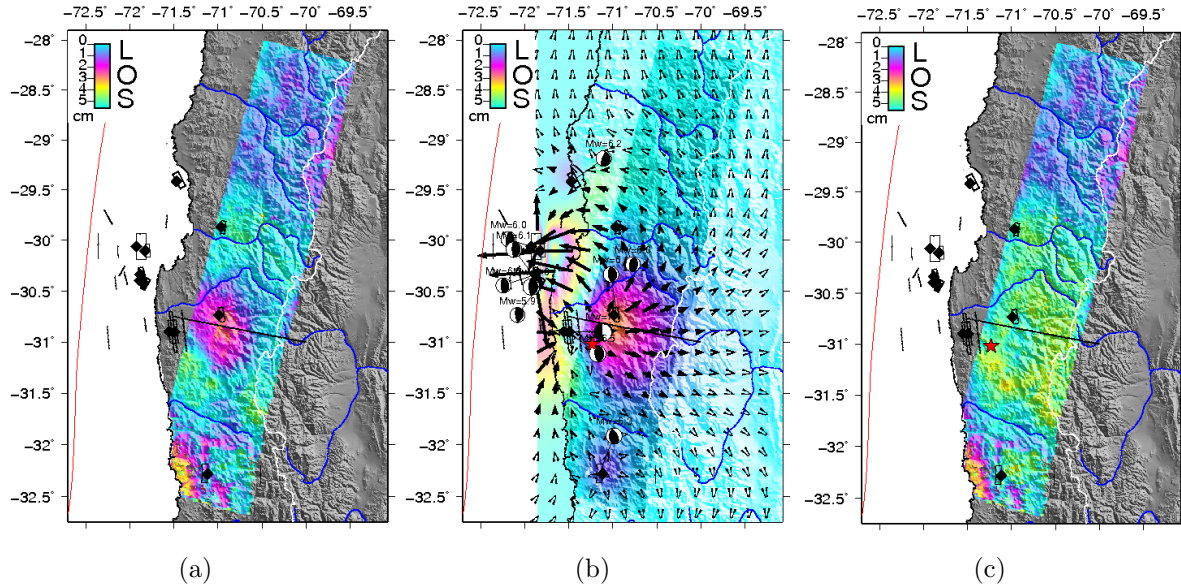


FIG. 5.17 – Modèle n°2 : Modélisation de la déformation co-sismique de la succession d'épisodes à Punitaqui en 1997 en fonction de la ligne de visée du satellite. La carte des données InSAR issue du traitement en série temporelle est représentée en (a). Le modèle co-sismique est projeté en LOS dans la figure (b) avec la position des trois dislocations et le mécanisme au foyer associé aux événements majeurs. Enfin, la figure (c) montre le résidu obtenu en soustrayant le modèle aux données.

Enfin pour éliminer le résidu de grande longueur d'onde un troisième modèle est réalisé en rajoutant un glissement en faille inverse depuis la fosse jusqu'à une longitude de 70.5°W pour une magnitude équivalent de Mw 7.2. Ce glissement supplémentaire correspondrait à un glissement lent asismique dont les séismes de swarms ne seraient que la manifestation marginale. Pour être en accord avec [Gardi et al., 2006] il faudrait que le glissement ait commencé en profondeur du slab-push pour se propager vers la fosse, ce qui est incompatible avec l'apparition des premiers swarms en mer.

Ainsi pour conclure sur ces trois différentes inversions, il semble que le second modèle soit le plus probable. En effet en ce qui concerne le premier modèle il subsiste des résidus non négligeables. Le troisième modèle, lui, induirait un glissement assismique qu'il semble difficile d'appuyer au vu notamment de la faible qualité de nos données. Enfin, le second modèle, que l'on retiendra, présente un résidu à grande longueur d'onde, que l'on peut

apparenter à des effets atmosphériques à grande échelle ou à des résidus de rampes. Ce résultat semble montrer que l'on arrive à relocaliser précisément les deux événements principaux de l'épisode de Punitaqui grâce à l'étude InSAR.

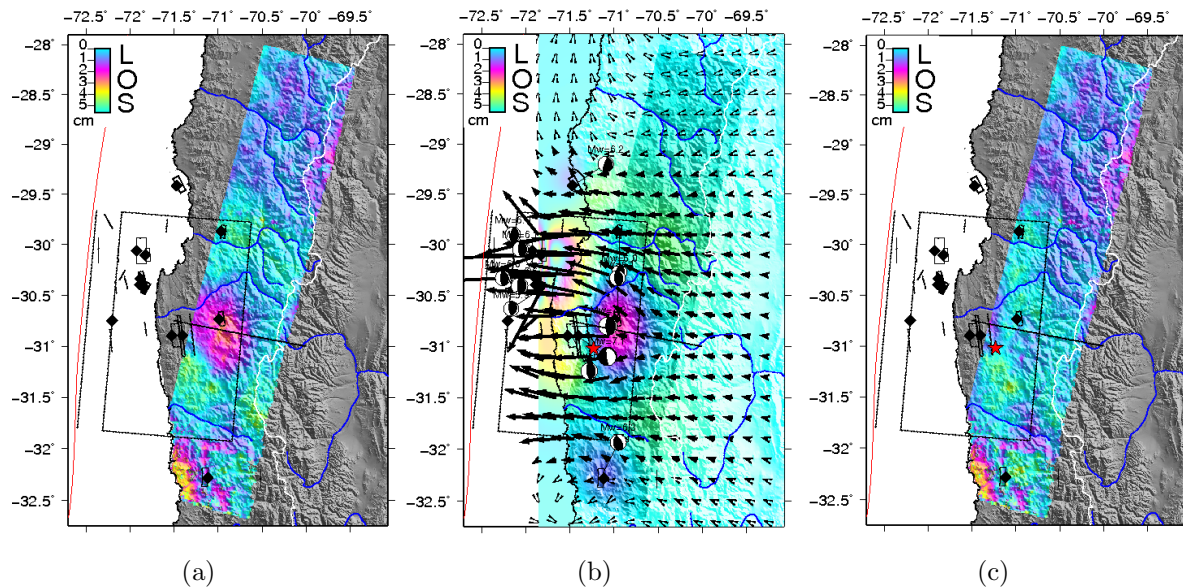


FIG. 5.18 – Modèle n°3 : Modélisation de la déformation co-sismique de la succession d'épisodes à Punitaqui en 1997 en fonction de la ligne de visée du satellite. La carte des données InSAR issue du traitement en série temporelle est représentée en (a). Le modèle co-sismique est projeté en LOS dans la figure (b) avec la position des trois dislocations et le mécanisme au foyer associé aux événements majeurs. Enfin, la figure (c) montre le résidu obtenu en soustrayant le modèle aux données.

Finalement, nous ne sommes pas en mesure pour l'instant, au vu de l'incertitude liée aux données, d'obtenir un modèle qui corresponde parfaitement aux données. Cependant, il est suffisamment contraint pour l'utiliser dans la correction des interférogrammes pour l'étude de la déformation intersismique.

## 5.2 Étude de l'intersismique

### 5.2.1 Études préliminaires

#### 5.2.1.1 Présentation des stacks ENVISAT

Comme je l'ai annoncé durant la présentation de l'étude du petit Nord chilien, les données satellites disponibles et utilisées durant ces trois années de thèse, consistaient en un

ensemble de quatre tracks ENVISAT et de trois tracks ERS. Si la totalité des acquisitions ENVISAT a été entièrement traitée, de la génération des interférogrammes jusqu'à l'étude en série temporelle, il reste encore un travail substantiel à fournir concernant les données ERS sur la track 282. Dans cette dernière partie, qui s'intéresse à l'étude intersismique, point culminant de ce travail doctoral et augurant des perspectives intéressantes quant à la poursuite de cette recherche, je m'efforcerai de décrire, de manière succincte cependant, les résultats préliminaires obtenus grâce aux différents jeux de données.

Intéressons-nous tout d'abord à l'ensemble des tracks ENVISAT. À l'image de la track 96, dont nous avons suivi l'étude pas à pas, chaque jeu de données a été généré et corrigé en nous appuyant sur les modules existant de NBSAS et sur ceux qui ont été développés au cours de cette thèse. Certaines problématiques ont également été résolues de manière spécifique mais il serait fastidieux et relativement peu pertinent de développer individuellement chaque cas particulier.

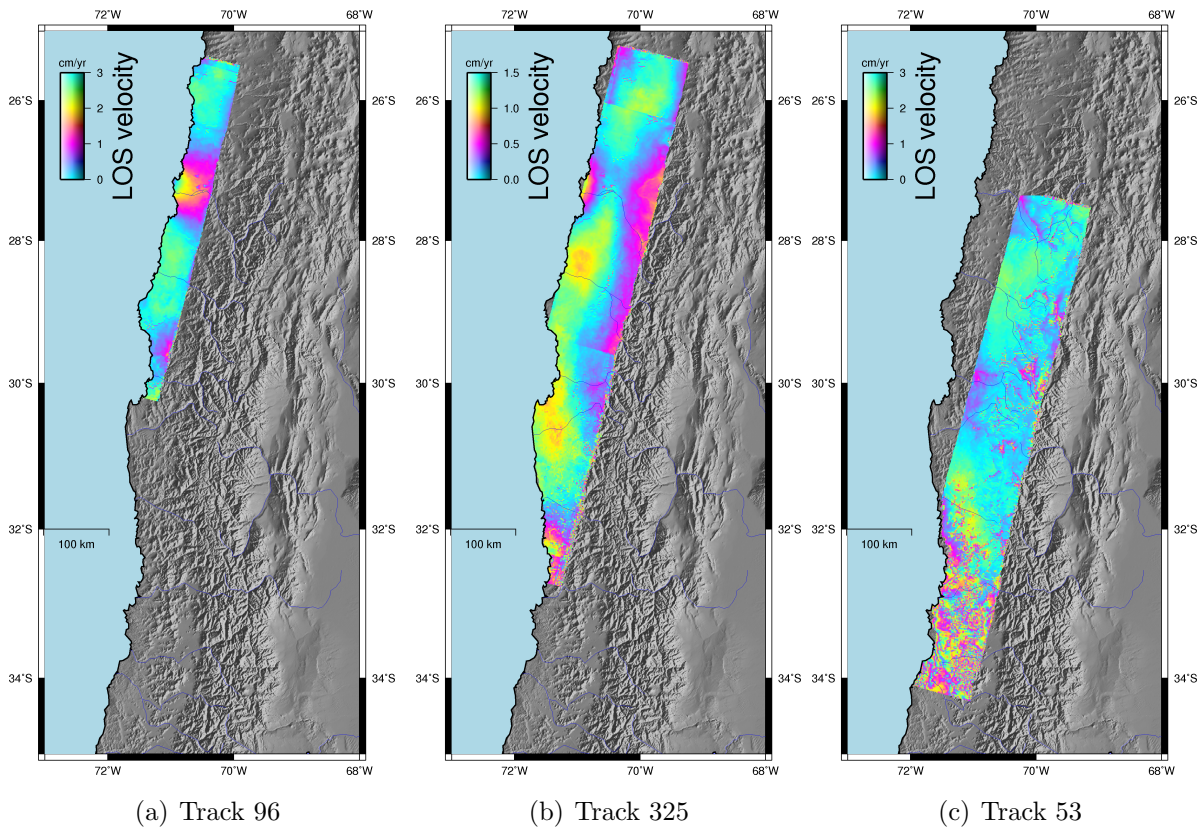


FIG. 5.19 – Sommation des interférogrammes pour les tracks 96, 325 et 53 ENVISAT.

À l'aide des interférogrammes corrigés et déroulés, nous avons construit plusieurs sommes d'interférogrammes, qui sont représentés dans la Fig. 5.19. Le but est ici de déduire

une vitesse moyenne de la déformation, moyennée sur la somme des lignes de base temporelle des interférogrammes sélectionnés. En effet, afin que chaque acquisition puisse compter dans le stack, nous contraignons le jeu de données utilisé dans le stack tel qu'aucune image ne soit vue (dans les paires d'images formant les interférogrammes) autant de fois en "maître" qu'en "esclave". De plus, nous faisons en sorte que le poids de chaque image soit sensiblement le même.

Les quatre stacks se présentent de la manière suivante, en les classant du plus près de la côte vers l'intérieur des terres :

- En ce qui concerne la track 96 tout d'abord, nous l'avons étudiée de façon particulière pour l'analyse de la déformation par le swarm de Copiapo en 2006. On note d'ailleurs l'effet de cet essaim sismique sur le stack. Par ailleurs il est difficile de noter une variabilité de la déformation le long de la track, nous notons juste deux lobes au Nord et au Sud de Copiapo.

- De la même façon la track 325 est perturbée par le swarm mais, étant plus à l'intérieur des terres et se prolongeant vers le Sud, on note une évolution particulière avec une succession de soulèvements et de subsidences le long de l'azimut. L'amplitude importante au Sud correspond elle à la limite de la rupture du séisme du Maule en 2010.

- Si les deux premiers stacks étaient relativement "propres", celui de la track 53 apparaît très bruité. Au Sud évidemment, par l'effet du Maule, mais de façon assez générale avec un fort résidu atmosphérique. Cependant on dénote des comportements qui semblent corroborés avec les observations précédentes.

- Enfin la track 282, qui est à cheval entre le Chili et l'Argentine est difficilement exploitable : en effet, le jeu de données n'est constitué que de 7 interférogrammes qui ne permettent pas de contraindre la déformation intersismique.

### 5.2.1.2 Comparaison avec le GPS

Nous souhaitons contraindre nos données InSAR à grandes longueurs d'onde en comparant nos résultats avec les mesures GPS. En effet si le réseau GPS dans la région du petit Nord est fortement limité, il est en revanche beaucoup plus dense autour de La Serena. L'apport du GPS peut également permettre de ré-ajuster les rampes de phase qui demeurent un biais non négligeable lors du traitement interférométrique.

Nous représentons ainsi les tracks ENVISAT 96, 325 et 53 placées les unes au dessus des autres (nous avons seulement omis la track 282 dont le jeu de données est beaucoup trop limité), que nous confrontons avec les mesures des vecteurs GPS sur la même zone. On remarque tout d'abord que les tracks 96 et 325 et 53, aux rampes près, sont formées par des "patterns" de déformation qui se recouvrent de façon relativement homogène. De plus, on observe un plus large soulèvement (ou un déplacement vers l'Est) au Nord et au Sud autour



de La Serena, indiquant une variation azimuthale du couplage. Cet effet est également visible dans l'étude GPS, qui montre un déficit de couplage dans la baie. En effet, le vecteur GPS diminue dans la baie de la Serena par rapport au Nord et au Sud de la région.

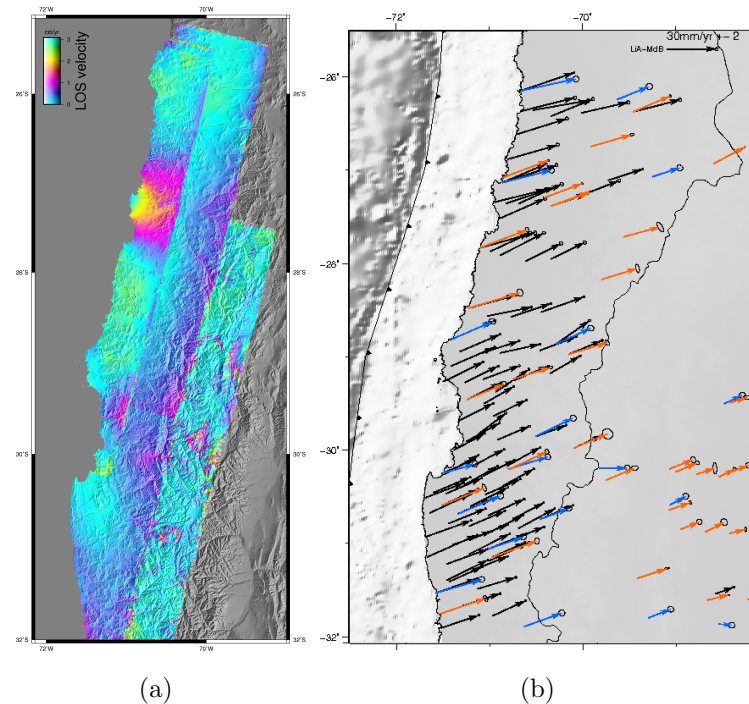


FIG. 5.20 – Vitesse moyenne des tracks 96, 325 et 53 placées côte à côte (a) et mis en comparaison avec les mesures GPS compilées par le LIA (Métois et al.).

## 5.2.2 Étude d'après les séries temporelles

Les interférogrammes corrigés et déroulés sur les tracks T325 et T53 ENVISAT ont été inversés en série temporelle pour obtenir des cartes de vitesse moyenne plus précises et indépendantes du choix des interférogrammes, complétées par les interférogrammes ERS sur la T53 entre 1999 et 2010 .

### 5.2.2.1 Retrait du swarm de Copiapo

Nous avons étudié dans le chapitre 4 l'épisode de Copiapo en 2006, ce qui nous a permis de contraindre les déformations co-sismiques et post-sismiques de cet essaim sismique. Nous utilisons ainsi le modèle qui a été obtenu par l'inversion des données afin de quantifier la mesure intersismique.



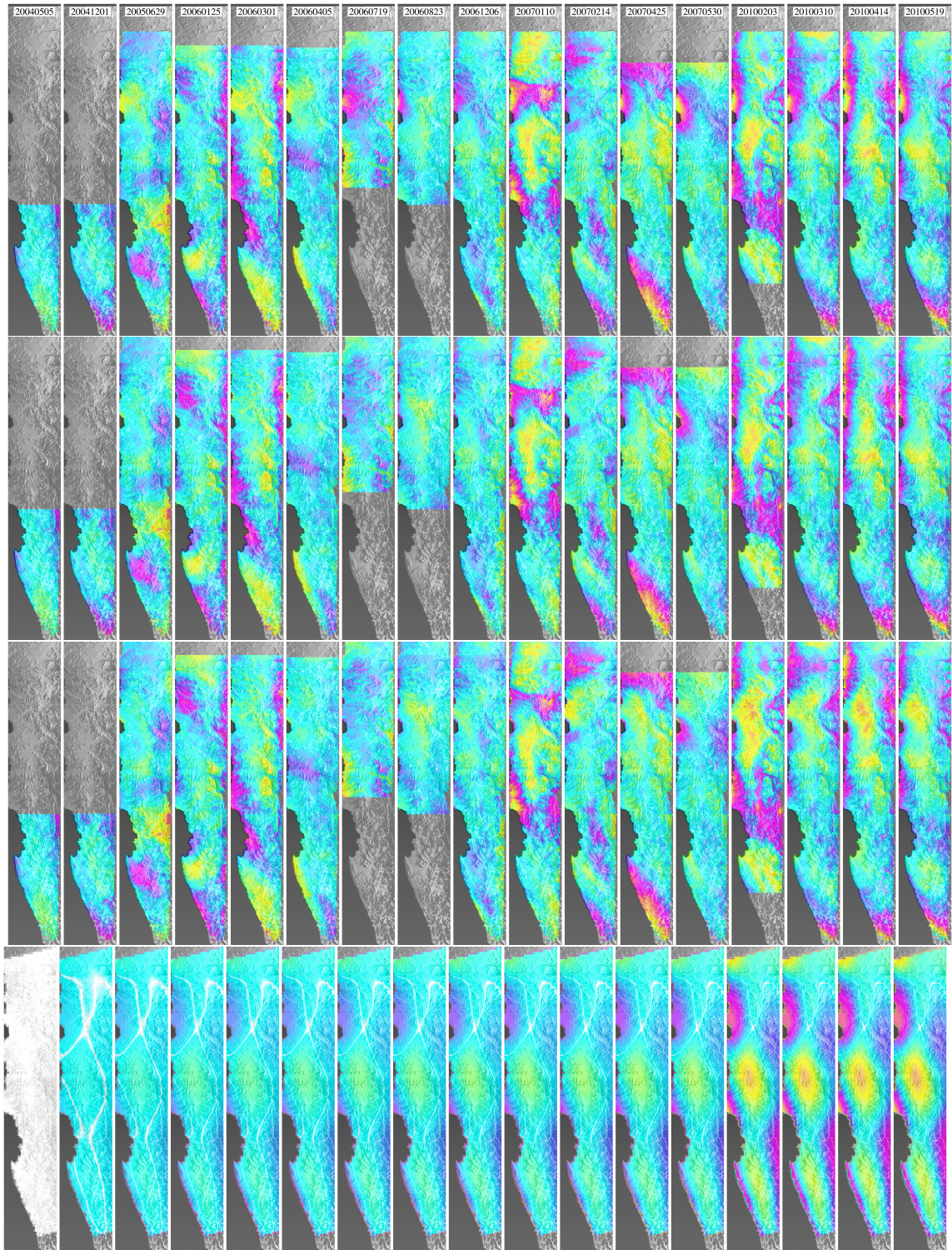


FIG. 5.21 – De haut en bas nous avons : la série temporelle originale de la track 325, la série temporelle corrigée du co-sismique du swarm de Copiapo de 2006, la série temporelle corrigée du co et du post-sismique du swarm de Copiapo de 2006, le modèle dérivé du GPS par Métois et al. et projeté en LOS.



Nous retranchons donc le modèle co-sismique et post-sismique sur la série temporelle de la track ENVISAT 325 et nous montrons les différentes séries temporelles obtenues dans la Fig. 5.21 (en enlevant soit uniquement le co-sismique, soit le co et le post-sismique). La série temporelle GPS reprend les solutions de couplage trouvées par Métois et al. qui sont d'une part projetées dans la ligne de visée du satellite et d'autre part aplaties (i.e. estimation d'une rampe de phase) dans la direction de l'azimut (rappelons que la série temporelle InSAR est aplatie en range et en azimut).

On constate que nous obtenons un bon accord entre le modèle GPS et les observations InSAR en dessous de la région de Copiapo. En effet on note une variation du couplage du Nord au Sud avec une subsidence, i.e. un couplage moins fort, localisée sur la zone de La Serena (avec nous le rappelons la barrière de Tongoy qui a été identifiée dans cette région).

En ce qui concerne la région de Copiapo par contre, la correction du post-sismique sur la série InSAR a pour effet d'augmenter le résidu avec le modèle proposé par le GPS. En effet, on observe alors, pour l'étude InSAR, un patch de soulèvement se situant sur la zone de Copiapo pour les dates post 2010, indiquant donc un couplage relative plus fort, qui n'est pas visible dans le modèle GPS. Cependant les données GPS sont, pour cette région, peut contraintes puisqu'il s'agit de données de campagnes obtenues entre 2010 et 2012, tandis que nous avons quatre acquisitions SAR en 2010.

Une des hypothèse que nous proposons, et qui semble plausible si l'on en croit à la fois les observations GPS et InSAR, serait d'avoir une variation temporelle de couplage sur la zone de Copiapo.

#### 5.2.2.2 Bilan sur la track 53 ERS

La première partie de ce chapitre a été dédiée à la détection de l'ensemble des trois épisodes de Punitaqui en 1997. Cette étude nous a permis d'identifier la déformation co-sismique dans la série temporelle et de séparer la partie intersismique de la déformation co-sismique.

Nous représentons dans la Fig. 5.22 la déformation intersismique issue de la série temporelle de la track ERS 53 entre 1999 et 2010, le modèle GPS qui a été projeté dans la ligne de visée du satellite et le résidu obtenu. Nous constatons de manière identique une alternance de soulèvements et de subsidences relatifs correspondant respectivement à des zones couplées et découplées. Ces zones de variation de couplage correspondent à des régions particulières avec des mouvements de subsidence révélés sur des zones de barrières avec Caldera à  $-27^{\circ}\text{S}$  et Tongoy à  $-30^{\circ}\text{S}$ , régions qui ont également été le lieu d'événements sismiques particuliers que nous avons étudié précédemment (avec les essaims de Copiapo et la séquence de Punitaqui). Cette étude sur le couplage nous permet donc de mettre en évidence le comportement

de ces zones avec donc un couplage faible et le lieu probable d'événements transitoires.

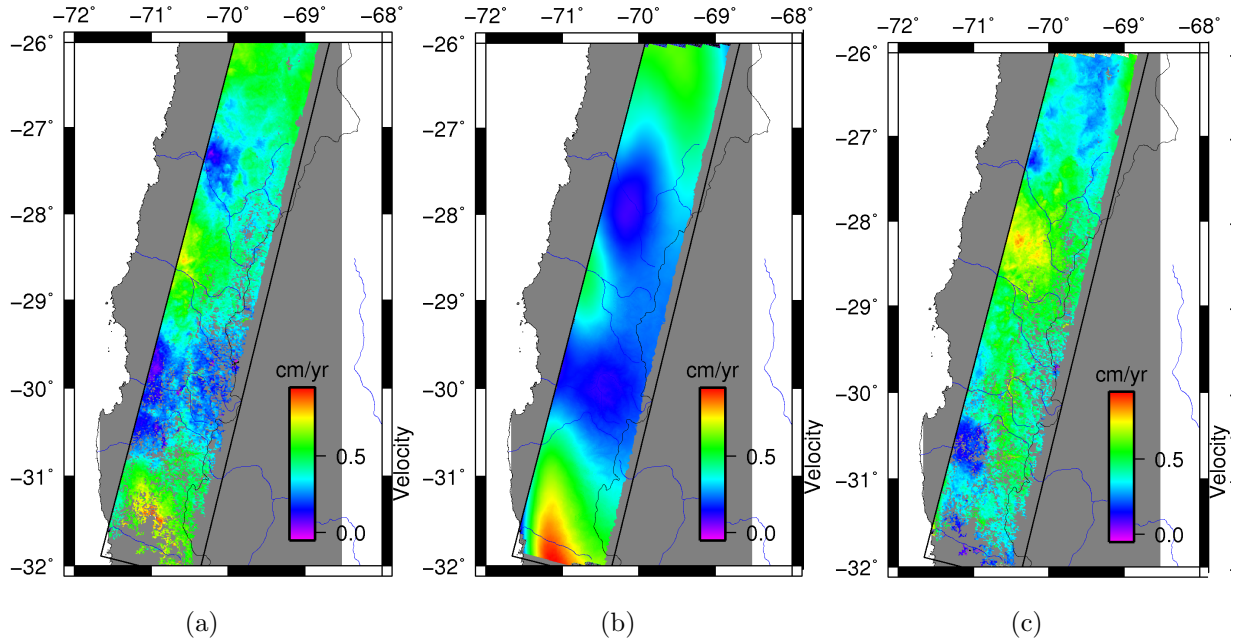


FIG. 5.22 – Déformation intersismique sur la track ERS 53 (a), modèle GPS de Métois et al. projeté dans le LOS (b) et résidus entre les données InSAR et GPS (c).

### 5.2.2.3 Compilation de la mesure intersismique

Nous compilons sur la Fig. 5.23 les résultats obtenus pour l'étude de la vitesse intersismique pour trois tracks traitées durant cette thèse et nous les comparons avec le modèle GPS projeté en ligne de visée du satellite.

Nous constatons tout d'abord une homogénéité des résultats entre les différentes tracks InSAR et le modèle GPS, excepté pour la région de Copiapo que nous avons discuté précédemment. La baie de la Serena apparaît sur toutes les observations comme faiblement couplée comparativement aux régions situées au Nord et au Sud. La zone de Copiapo est également le lieu d'une diminution de couplage pour les track 53 ERS et ENVISAT ainsi que pour le modèle GPS, mais la track 325 Envisat indique quant à elle un couplage plus fort sur l'ensemble de la période d'observation.

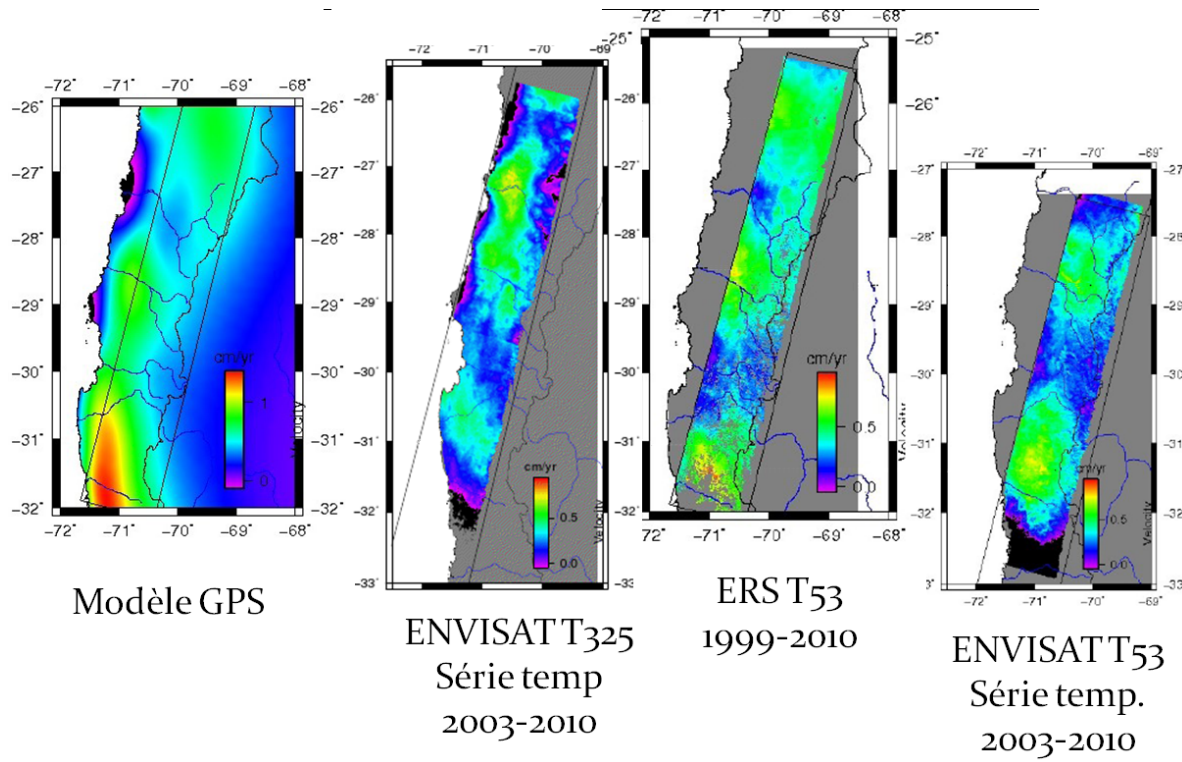


FIG. 5.23 – Comparaison de la mesure intersismique entre les séries temporelles des tracks 53 et 325 Envisat, un interférogramme à 11 ans pour la track 53 ERS et le modèle GPS projeté en ligne de visée du satellite.

### 5.2.3 Discussion sur l'évolution latérale

Nous avons ainsi pu apercevoir une partie des données traitées durant cette thèse, dans le but à terme de contraindre l'évolution de la déformation intersismique au petit Nord chilien, et en particulier les quatre tracks ENVISAT et la track ERS 53. En ce qui concerne les tracks ERS 325 et 282, pour la première il s'agit d'un jeu de données relativement limité, et pour la seconde, elle se caractérise par des fréquences dopplers très dispersées, ce qui oblige à traiter cette track en utilisant des sous-ensembles de données.

Les déformations intersismiques ont pu être mises en évidence après avoir estimé et retiré de la phase interférométrique les contributions co et post-sismiques associées à des événements se déroulant entre les différentes acquisitions. En effet ces épisodes particuliers, puisqu'ils s'agit du swarm de Copiapo en 2006 et du slab-push de Punitaqui (avec également deux swarms dans la même année), biaisent fortement les séries temporelles et limitent l'étude de la déformation intersismique.

Une fois les corrections effectuées nous avons de plus comparé nos résultats avec les modèles de couplage proposés par le GPS. Nous avons vu ainsi que les études GPS et InSAR

produisaient des résultats en adéquation avec une variation Nord Sud importante du couplage. Cela est marqué, dans la ligne de visée du satellite, par une succession de mouvements relatifs de soulèvement et de subsidence. Ainsi la zone de Coquimbo par exemple, se soulève et caractérise donc une zone couplée, tandis que la région de Caldeira ou celle de la baie de la Serena subsident, ce qui indique une baisse du couplage dans ces régions. On retient également que la déformation intersismique est susceptible de varier temporellement.

Il s'agit ainsi de résultats préliminaires mais qui nous renseignent tout de même sur les complexités de la zone sismogène de la région que nous étudions. Le bon accord entre GPS et InSAR nous permet d'envisager de poursuivre une étude conjointe des deux méthodes pour tirer bénéfice de ces deux instruments.



# Conclusions et perspectives

## Sommaire

<b>Conclusion générale</b> . . . . .	<b>203</b>
<b>Contribution à la chaîne de traitement NSBAS</b> . . . . .	<b>204</b>
<b>Conclusions sur l'étude au Nord Chili</b> . . . . .	<b>205</b>
<b>Perspectives</b> . . . . .	<b>206</b>

## Conclusion générale

Apparue au début des années 90, la mesure interférométrique pour l'estimation du déplacement du sol n'a pas cessé d'évoluer depuis une vingtaine d'années. Sous réserve de disposer de données en nombre et en qualité suffisante, l'InSAR est devenu un moyen efficace pour l'étude de la déformation de surface, engendrée notamment par les activités sismiques et tectoniques. Elle peut permettre ainsi de contraindre, en étant complémentaire à la mesure GPS, le cycle sismique dans les zones de subduction (océan-continent). De plus, le système d'acquisition et d'archivage des données est un atout considérable, particulièrement dans des régions où l'instrumentation in situ est limitée. Cependant la phase caractérisant la déformation et mesurée par interférométrie est entâchée de nombreuses perturbations (d'ordre atmosphérique, topographique ou orbitale). Il est ainsi essentiel, avant l'interprétation géophysique, de réduire les effets d'artefacts afin d'améliorer le rapport signal à bruit. L'objectif qui a été suivi durant ces trois années de thèse a été double : d'une part, participer au développement de méthodes pour le traitement interférométrique, en particulier pour l'étude de tracks de grandes dimensions et dans des milieux naturels complexes (à forte topographie notamment), et d'autre part, appliquer ces outils à des applications géophysiques au Nord Chili.

Notre objectif consiste "in fine" à déterminer l'évolution spatio-temporelle de la déformation. Pour cela il est nécessaire d'étudier non pas les interférogrammes indépendamment, mais de façon conjointe en les stackant simplement ou en effectuant une série temporelle. Cela implique cependant des contraintes qui dépendent des propriétés du jeu de données utilisé. Plusieurs méthodologies, que nous avons discutées dans le chapitre 1, ont été proposées pour résoudre ces problématiques et sont partagées en deux groupes distincts : les méthodes dites à petites lignes de bases (SBAS) et les méthodes à réflecteurs permanents



(PS). La première catégorie consiste à sélectionner les régions à fortes cohérences spatiales, et restreint pour cela le jeu de données aux interférogrammes dont les lignes de bases perpendiculaires et temporelles sont limitées. La seconde classe se base pour sa part sur la sélection de points particulièrement cohérents et stables, même s'ils sont entourés par du bruit. Enfin de nouveaux procédés tendent à tirer profit des deux méthodes pour des régions dont l'environnement varie. Dans tous les cas, le signal interférométrique est, comme on l'a dit, perturbé et plusieurs étapes de corrections sont nécessaires pour filtrer le bruit de phase qui peut être du même ordre de grandeur, voire plus important, que le signal de déformation.

En ce qui concerne l'étude du cycle sismique au Chili, il s'agit de contraindre à terme le couplage dans la région du petit Nord, où les mesures GPS semblent montrer de forts gradients de couplage, avec un minimum localisé près de Caldera. Cependant, comme je l'ai rappelé dans le chapitre 3, l'instrumentation est limitée dans cette région, et si le réseau d'acquisition SAR est réduit, il peut permettre une étude à grandes longueurs d'onde de la déformation. De plus la région considérée, située entre les latitudes de  $25^{\circ}$  et  $35^{\circ}$ S est particulière puisqu'elle accumule de la déformation depuis la moitié du XXème siècle sans avoir connu de grandes ruptures, contrairement aux zones situées plus au Nord et au Sud. La sismicité est également singulière puisque si l'on dénote une forte sismicité autour de la baie de la Serena, celle-ci est négligeable dans la région de Caldera, où cependant se produisent avec récurrence, des épisodes d'essaim sismique. Enfin ces derniers sont déclenchés autour de régions à géométrie spécifique et coïncident avec la présence de rides océaniques.

## Contribution à la chaîne de traitement NSBAS

Comme je l'indiquais dans la partie introductive de ce manuscrit, l'InSAR est un enjeu particulier lorsqu'il est appliqué à des régions naturelles réputées "difficiles", comme l'est le Chili, et particulièrement dans la zone du petit Nord (dans laquelle on ne recense qu'une seule étude dans la littérature). C'est l'une des raisons, avec également le profil qui était le mien il y a trois ans, qui ont orienté ce travail de thèse vers un aspect résolument méthodologique. Pour cela, je me suis appuyé sur la chaîne de traitement automatisée NSBAS, développée au laboratoire de géologie de l'ENS. Les contributions que j'ai apportées sont donc venues en support de cet algorithme et se sont greffées aux différents modules préexistants. Parmi l'ensemble des développements qui ont été effectués, j'ai principalement mis en avant l'outil de correction topographique avant déroulement qui a été l'objet du chapitre 2. J'ai également, au travers de l'exemple de l'étude du swarm de Copiapo, souligné quelques processus utilisés ou conçus pour le traitement de séries d'interférogrammes.

J'ai présenté tout d'abord le développement effectué concernant la correction des erreurs

de MNT sur des séries d'interférogrammes enroulés. Les caractéristiques principales de la méthode, à savoir la facilité d'implémentation et son efficacité, permettent de l'appliquer sans aucune sélection a priori des pixels, préservant ainsi la résolution spatiale "brute" pour l'interférogramme corrigé. Les résultats consistent en la création d'une carte de l'erreur locale de MNT et d'une carte de cohérence temporelle. L'algorithme a été testé sur plusieurs cas d'étude très affectés par des problèmes de topographie : au Chili, sur deux régions du Tibet et à Taïwan. J'ai montré que les corrections de MNT permettaient de réduire de manière significative la variabilité locale de la phase et le nombre de résidus lors de l'étape de déroulement. Il favorise de plus l'utilisation d'interférogrammes avec une grande ligne de base perpendiculaire. Enfin le déroulement spatial est amélioré, ce qui permet également d'accélérer la formation des interférogrammes déroulés avant l'inversion de la série temporelle.

Parmi les apports méthodologiques supplémentaires de cette thèse, nous pouvons distinguer deux types d'approches : d'une part, à la manière de l'algorithme de correction des erreurs de MNT, un aspect résolument "universel", avec des outils modulables et adaptables sur de multiples applications ; d'autre part, des corrections beaucoup plus ponctuelles, qui se sont imposées au cours des problématiques rencontrées. Au sein du premier cas on citera notamment l'étape de coregistration, avec l'utilisation d'images maîtresses secondaires, ou dans un aspect plus logiciel, l'optimisation des programmes par l'ajout de modules approchant le "calcul en parallèle". En ce qui concerne la seconde catégorie j'ai pu évoquer dans les troisième et quatrième chapitre une partie des solutions apportées pour notamment les corrections orbitales, avec l'inversion des rampes de phases pour chaque acquisition en excluant les calculs sur les zones à forte déformation, ou atmosphériques, en effectuant soit des estimations empiriques ou soit à partir de modèles météorologiques (une combinaison des deux a également été entreprise pour la track Envisat 325). Enfin j'ai pu expérimenter et valider en "avant-première" les derniers outils "maison" de la chaîne NSBAS tels que le filtrage adaptatif ou le déroulement selon la cohérence.

## Conclusions sur l'étude au Nord Chili

Les trois années de thèse devaient, dans un premier temps, s'articuler autour de la mesure de déformation au Nord Chili. Un des principaux objectifs était de contraindre la déformation intersismique dans une région où l'instrumentation est faible, au comportement particulier et à la géométrie spécifique. Cependant, la faible quantité de données disponibles au moment de commencer mon doctorat a retardé cette étude jusqu'à la fin 2010 (soit quasiment à mi-thèse), dans l'attente de nouvelles acquisitions. De plus, les séries temporelles étant "polluées" (par rapport à l'étude de la phase intersismique) par des événements sismiques non négligeables, un premier travail, conséquent, a consisté à modéliser ces phénomènes afin

de les ôter par la suite des données.

La première étude, décrite dans le chapitre 4, est celle de l'essai sismique de Copiapo qui s'est déroulé durant le mois du juillet 2006. Les déformations co-sismiques et post-sismiques associées à cet épisode ont été extraites de la série temporelle de la track Envisat 96 par une analyse en composante principale et par l'application d'un modèle paramétré. Elles ont été inversées simultanément en utilisant une station GPS localisée à l'intérieur des terres. Les résultats obtenus montrent une déformation post-sismique de même amplitude que le co-sismique avec un moment géodésique plus important que celui issu de la sismicité. De plus, le déplacement post-sismique, sur l'interface, apparaît s'être déroulé plus profondément et légèrement plus au Sud par rapport à la rupture du co-sismique. L'ensemble de ces conclusions conduit ainsi à interpréter le glissement du post-sismique par une partie asismique, qui n'avait pas été mis en évidence par l'étude préalable (de Holtkamp et al.).

La série d'événements, constituée par deux swarms d'interface et un slab push de magnitude supérieure à 7.0, autour de Punitaqui en 1997 a également été mise en évidence (et traitée dans le chapitre 5). Cependant dans ce cas, les études en série temporelle, réalisées sur la track ERS 53, ont permis uniquement de dégager l'effet "co-sismique" de la déformation intersismique. Plusieurs tests d'inversion ont été réalisés et le modèle retenu permettrait une relocalisation de l'événement principal en utilisant l'étude InSAR.

Les effets du swarm de 2006 et des événements de 1997 ont alors été soustraits aux données afin de construire des cartes de vitesses intersismiques. Une comparaison préliminaire a également été réalisée avec le déplacement prédit, dans la ligne de visée du satellite et "dérampé", du modèle de couplage de Métois et al. (celui-ci étant dérivé de vitesses GPS). On observe un accord global entre les deux études (InSAR et GPS) avec, comme conclusion principale, une alternance de soulèvement et de subsidence correspondants respectivement à des zones couplées, autour de Coquimbo et au Nord de la péninsule de Choros, et non couplée, dans la baie de la Serena.

## Perspectives

Si les conclusions ont été séparées en deux catégories distinctes, à savoir un aspect méthodologique sur la mesure interférométrique d'une part, et une partie sur l'étude du cycle sismique au Chili d'autre part, les perspectives de recherche, à la suite de la thèse, seront elles aussi doubles. En effet, l'automatisation des chaînes de traitement va, avec le lancement prochain de nouveaux satellites proposant des volumes de données toujours plus conséquents, devenir très rapidement un facteur critique pour l'étude InSAR à très haute précision. Quant au Chili, les premiers résultats obtenus durant cette thèse ouvrent des perspectives intéres-

---

santes sur la poursuite d'une étude approfondie de la variation latérale de l'intersismique.

Tout d'abord, dans la partie dédiée au développement, j'ai montré quelques perspectives pouvant être entreprises concernant les corrections topographiques avant déroulement. Il s'agit notamment du travail sur le choix des pixels de référence (soit basé sur la cohérence spatiale, soit ré-estimé sur la carte de cohérence temporelle après une première itération de l'algorithme) ou sur l'utilisation d'une méthode mixte entre PS et SBAS en utilisant un filtrage adaptatif grâce également la cohérence temporelle. De plus, on peut imaginer plusieurs méthodes pour quantifier exactement la précision de la correction, en comparant par exemple les cartes de MNT corrigées avec des cartes topographiques de grande résolution (qui pourraient être obtenues par lidar). En ce qui concerne la chaîne globale NSBAS, il apparaît primordial de poursuivre l'automatisation des différents modules et d'améliorer les procédés de parallélisation et d'optimisation (notamment l'architecture CUDA utilisant des processeurs graphiques GPU).

Le Petit Nord chilien n'a, lui non plus, pas livré tous ses mystères. En effet, si le jeu de données disponible n'est pas idéal, il peut nous permettre d'en connaître davantage sur le cycle sismique de cette région si singulière. Après les études du swarm Copiapo, qui a révélé un glissement assismique, et des swarms et du slab push de Punitaqui en 1997, d'autres événements particuliers sont présents dans l'ensemble des données. De plus, l'étude intersismique est ici à approfondir afin de permettre de mieux cerner les gradients de couplage le long de l'azimut et de contraindre la segmentation de la zone.



# Bibliographie

- [Abdelfattah et Nicolas, 2002] Abdelfattah, R. et Nicolas, J. M. *Topographic SAR interferometry formulation for high-precision DEM generation*. IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing, vol. 40, pages 2415–2426, doi : 10.1109/TGRS.2002.805071, novembre 2002. (Cité en page 29.)
- [Abell et al., 2011] Abell, J. A., de la Llera, J., et W. Wicks, C. *Enhancement of long period components of recorded and synthetic ground motions using InSAR*. Soil Dynamics and Earthquake Engineering, vol. 31, pages 817 – 829, doi : 10.1016/j.soildyn.2011.01.005, 2011. (Cité en page 127.)
- [Adam et al., 2009] Adam, N., Parizzi, A., Eineder, M., et Crosetto, M. *Practical persistent scatterer processing validation in the course of the Terrafirma project*. Journal of Applied Geophysics, vol. 69, pages 59–65, doi : 10.1016/j.jappgeo.2009.07.002, septembre 2009. (Cité en page 45.)
- [Alsdorf et al., 2000] Alsdorf, D. E., Melack, J. M., Dunne, T., Mertes, L. A. K., Hess, L. L., et Smith, L. C. *Interferometric radar measurements of water level changes on the Amazon flood plain*. Nature, vol. 404, pages 174–177, mars 2000. (Cité en page 18.)
- [Altamimi et al., 2011] Altamimi, Z., Collilieux, X., et Métivier, L. *ITRF2008 : an improved solution of the international terrestrial reference frame*. Journal of Geodesy, vol. 85, pages 457–473, doi : 10.1007/s00190-011-0444-4, août 2011. (Cité en page 107.)
- [Amelung et al., 1999] Amelung, F., Galloway, D. L., Bell, J. W., Zebker, H. A., et Lacznia, R. J. *Sensing the ups and downs of Las Vegas : InSAR reveals structural control of land subsidence and aquifer-system deformation*. Geology, vol. 27, page 483, doi : 10.1130/0091-7613(1999)027<0483 :STUADO>2.3.CO ;2, juin 1999. (Cité en page 18.)
- [Angermann et al., 1999] Angermann, D., Klotz, J., et Reigber, C. *Space-geodetic estimation of the nazca-south america euler vector*. Earth and Planetary Science Letters, vol. 171, pages 329–334, doi : 10.1016/S0012-821X(99)00173-9, septembre 1999. (Cité en page 107.)
- [Armijo et al., 2010] Armijo, R., Rauld, R., Thiele, R., Vargas, G., Campos, J., Lacassin, R., et Kausel, E. *The West Andean Thrust, the San Ramón Fault, and the seismic hazard for Santiago, Chile*. Tectonics, vol. 29, page 2007, doi : 10.1029/2008TC002427, mars 2010. (Cité en page 105.)
- [Armijo et Thiele, 1990] Armijo, R. et Thiele, R. *Active faulting in northern Chile : ramp stacking and lateral decoupling along a subduction plate boundary ?* Earth and Planetary Science Letters, vol. 98, pages 40–61, doi : 10.1016/0012-821X(90)90087-E, avril 1990. (Cité en page 117.)



- [Attema, 1991] Attema, E. P. W. *The Active Microwave Instrument on-board the ERS-1 satellite*. Proceedings of the IEEE, vol. 79, pages 791–799, doi : 10.1109/5.90158, juin 1991. (Cité en page 14.)
- [Bacques et al., 2011] Bacques, G., Pathier, E., Lasserre, C., Cotton, F., et Radiguet, M. *The 2009-2010 Guerrero Slow Slip Event Monitored by InSAR, Using Time Series Approach*. AGU Fall Meeting Abstracts, 2011. (Cité en page 53.)
- [Baghdadi et al., 2009] Baghdadi, N., Boyer, N., Todoroff, P., El Hajj, M., et Bégué, A. *Potential of SAR sensors TerraSAR-X, ASAR/ENVISAT and PALSAR/ALOS for monitoring sugarcane crops on Reunion Island*. Remote Sensing of Environment, vol. 113, no. 8, pages 1724 – 1738, doi : 10.1016/j.rse.2009.04.005, 2009. (Cité en page 22.)
- [Barazangi et Isacks, 1976] Barazangi, M. et Isacks, B. L. *Spatial distribution of earthquakes and subduction of the Nazca plate beneath South America*. Geology, vol. 4, page 686, doi : 10.1130/0091-7613(1976)4<686 :SDOEAS>2.0.CO;2, novembre 1976. (Cité en page 112.)
- [Bathke et al., 2011] Bathke, H., Shirzaei, M., et Walter, T. R. *Inflation and deflation at the steep-sided Llaima stratovolcano (Chile) detected by using InSAR*. Geophysical Research Letters, vol. 38, page 10304, doi : 10.1029/2011GL047168, mai 2011. (Cité en page 127.)
- [Beauducel et al., 2000] Beauducel, F., Briole, P., et Froger, J.-L. *Volcano-wide fringes in ERS synthetic aperture radar interferograms of Etna (1992-1998) : Deformation or tropospheric effect ?* Journal of Geophysical Research, vol. 105, pages 16391–16402, doi : 10.1029/2000JB900095, juillet 2000. (Cité en page 38.)
- [Beauducel et al., 2004] Beauducel, F., Natale, G. D., Obrizzo, F., et Pingue, F. *3-D Modeling of Campi Flegrei Ground Deformations : Role of Caldera Boundary Discontinuities*. Pure and Applied Geophysics, vol. 161, pages 1329–1344, doi : 10.1007/s00024-004-2507-4, 2004. (Cité en page 17.)
- [Beck, 1998] Beck, S. *Source characteristics of historic earthquakes along the central Chile subduction zone*. Journal of South American Earth Sciences, vol. 11, pages 115–129, doi : 10.1016/S0895-9811(98)00005-4, mars 1998. (Cité en page 113.)
- [Béjar-Pizarro et al., 2010] Béjar-Pizarro, M., Carrizo, D., Socquet, A., Armijo, R., Barrientos, S., Bondoux, F., Bonvalot, S., Campos, J., Comte, D., de Chabalier, J. B., Charade, O., Delorme, A., Gabalda, G., Galetzka, J., Genrich, J., Nercessian, A., Olcay, M., Ortega, F., Ortega, I., Remy, D., Ruegg, J. C., Simons, M., Valderas, C., et Vigny, C. *Asperities and barriers on the seismogenic zone in North Chile : state-of-the-art after the 2007 Mw 7.7 Tocopilla earthquake inferred by GPS and InSAR data*. Geophysical Journal International, vol. 183, pages 390–406, doi : 10.1111/j.1365-246X.2010.04748.x, octobre 2010. (Cité en page 127.)

- [Benioff, 1954] Benioff, V. H. *Orogenesis and deep crustal structure ; additional evidence from seismology*. Geological Society of America Bulletin, vol. 65, pages 385–400, doi : 10.1130/0016-7606, 1954. (Cité en page 102.)
- [Berardino et al., 2002] Berardino, P., Fornaro, G., Lanari, R., et Sansosti, E. *A new algorithm for surface deformation monitoring based on small baseline differential SAR interferograms*. IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing, vol. 40, pages 2375–2383, doi : 10.1109/TGRS.2002.803792, novembre 2002. (Cité en pages 41, 43 et 70.)
- [Bevis et al., 2001] Bevis, M., Kendrick, E., Smalley, Jr., R., Brooks, B., Allmendinger, R., et Isacks, B. *On the strength of interplate coupling and the rate of back arc convergence in the central Andes : An analysis of the interseismic velocity field*. Geochemistry, Geophysics, Geosystems, vol. 2, pages 1067–16, doi : 10.1029/2001GC000198, novembre 2001. (Cité en page 117.)
- [Bevis et al., 1999] Bevis, M., Kendrick, E. C., Smalley, Jr., R., Herring, T., Godoy, J., et Galban, F. *Crustal motion north and south of the Arica deflection : Comparing recent geodetic results from the central Andes*. Geochemistry, Geophysics, Geosystems, vol. 1, page 5, doi : 10.1029/1999GC000011, décembre 1999. (Cité en pages 107 et 126.)
- [Biggs et al., 2007] Biggs, J., Wright, T., Lu, Z., et Parsons, B. *Multi-interferogram method for measuring interseismic deformation : Denali Fault, Alaska*. Geophysical Journal International, vol. 170, pages 1165–1179, doi : 10.1111/j.1365-246X.2007.03415.x, septembre 2007. (Cité en page 17.)
- [Bilek, 2010] Bilek, S. L. *Invited review paper : Seismicity along the South American subduction zone : Review of large earthquakes, tsunamis, and subduction zone complexity*. Tectonophysics, vol. 495, pages 2–14, doi : 10.1016/j.tecto.2009.02.037, novembre 2010. (Cité en page 111.)
- [Bombrun et al., 2009] Bombrun, L., Gay, M., Trouvé, E., Vasile, G., et Mars, J. *DEM Error Retrieval by Analyzing Time Series of Differential Interferograms*. IEEE Geoscience and Remote Sensing Letters, vol. 6, pages 830–834, doi : 10.1109/LGRS.2009.2026434, octobre 2009. (Cité en page 36.)
- [Bone, 1991] Bone, D. J. *Fourier fringe analysis - The two-dimensional phase unwrapping problem*. Applied Optics, vol. 30, pages 3627–3632, doi : 10.1364/AO.30.003627, septembre 1991. (Cité en page 32.)
- [Brace et Byerlee, 1966] Brace, W. F. et Byerlee, J. D. *Stick-Slip as a Mechanism for Earthquakes*. Science, vol. 153, pages 990–992, doi : 10.1126/science.153.3739.990, août 1966. (Cité en page 114.)
- [Brooks et al., 2003] Brooks, B. A., Bevis, M., Smalley, Jr., R., Kendrick, E., Manceda, R., Lauría, E., Maturana, R., et Araujo, M. *Crustal motion in the Southern Andes (26-36S) :*

- Do the Andes behave like a microplate?* *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, vol. 4, page 1085, doi : 10.1029/2003GC000505, 2003. (Cité en pages 122 et 126.)
- [Bürgmann et al., 2000a] Bürgmann, R., Rosen, P. A., et Fielding, E. J. *Synthetic Aperture Radar Interferometry to Measure Earth's Surface Topography and Its Deformation*. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, vol. 28, pages 169–209, doi : 10.1146/annurev.earth.28.1.169, 2000. (Cité en page 70.)
- [Bürgmann et al., 2000b] Bürgmann, R., Schmidt, D., Nadeau, R. M., d'Alessio, M., Fielding, E., Manaker, D., McEvelly, T. V., et Murray, M. H. *Earthquake Potential Along the Northern Hayward Fault, California*. *Science*, vol. 289, pages 1178–1182, doi : 10.1126/science.289.5482.1178, août 2000. (Cité en page 17.)
- [Burridge et Knopoff, 1967] Burridge, R. et Knopoff, L. *Model and theoretical seismicity*. *Bulletin of the Seismological Society of America*, vol. 57, no. 3, pages 341–371, 1967. (Cité en page 114.)
- [Cahill et Isacks, 1992] Cahill, T. et Isacks, B. L. *Seismicity and shape of the subducted Nazca plate*. *Journal of Geophysical Research*, vol. 97, page 17503, doi : 10.1029/92JB00493, novembre 1992. (Cité en page 106.)
- [Campos et al., 2002] Campos, J., Hatzfeld, D., Madariaga, R., Lopez, G., Kausel, E., Zollo, A., Iannaccone, G., Fromm, R., Barrientos, S., et Lyon-Caen, H. *A seismological study of the 1835 seismic gap in south-central Chile*. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, vol. 132, pages 177–195, doi : 10.1016/S0031-9201(02)00051-1, septembre 2002. (Cité en page 119.)
- [Cavalié et al., 2007] Cavalié, O., Doin, M.-P., Lasserre, C., et Briole, P. *Ground motion measurement in the Lake Mead area, Nevada, by differential synthetic aperture radar interferometry time series analysis : Probing the lithosphere rheological structure*. *Journal of Geophysical Research (Solid Earth)*, vol. 112, page 3403, doi : 10.1029/2006JB004344, mars 2007. (Cité en pages 53 et 65.)
- [Cavalié et al., 2008] Cavalié, O., Lasserre, C., Doin, M.-P., Peltzer, G., Sun, J., Xu, X., et Shen, Z.-K. *Measurement of interseismic strain across the Haiyuan fault (Gansu, China), by InSAR*. *Earth and Planetary Science Letters*, vol. 275, pages 246–257, doi : 10.1016/j.epsl.2008.07.057, novembre 2008. (Cité en pages 37 et 53.)
- [Champenois et al., 2012] Champenois, J., Fruneau, B., Pathier, E., Deffontaines, B., Lin, K.-C., et Hu, J.-C. *Monitoring of active tectonic deformations in the Longitudinal Valley (Eastern Taiwan) using Persistent Scatterer InSAR method with ALOS PALSAR data*. *Earth and Planetary Science Letters*, vol. 337–338, doi : 10.1016/j.epsl.2012.05.025, 2012. (Cité en pages 85 et 88.)

- [Chen et Zebker, 2012] Chen, J. et Zebker, H. *Ionospheric Artifacts in Simultaneous L-Band InSAR and GPS Observations*. IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing, vol. 50, pages 1227–1239, doi : 10.1109/TGRS.2011.2164805, avril 2012. (Cité en page 37.)
- [Chlieh et al., 2004] Chlieh, M., de Chabalier, J. B., Ruegg, J. C., Armijo, R., Dmowska, R., Campos, J., et Feigl, K. L. *Crustal deformation and fault slip during the seismic cycle in the North Chile subduction zone, from GPS and InSAR observations*. Geophysical Journal International, vol. 158, pages 695–711, doi : 10.1111/j.1365-246X.2004.02326.x, août 2004. (Cité en pages 126 et 127.)
- [Chlieh et al., 2011] Chlieh, M., Perfettini, H., Tavera, H., Avouac, J.-P., Remy, D., Nocquet, J.-M., Rolandone, F., Bondoux, F., Gabalda, G., et Bonvalot, S. *Interseismic coupling and seismic potential along the Central Andes subduction zone*. Journal of Geophysical Research (Solid Earth), vol. 116, page 12405, doi : 10.1029/2010JB008166, décembre 2011. (Cité en page 117.)
- [Colesanti et al., 2003] Colesanti, C., Ferretti, A., Novali, F., Prati, C., et Rocca, F. *Sar monitoring of progressive and seasonal ground deformation using the permanent scatterers technique*. IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing, vol. 41, pages 1685–1701, doi : 10.1109/TGRS.2003.813278, juillet 2003. (Cité en page 43.)
- [Colesanti et Wasowski, 2006] Colesanti, C. et Wasowski, J. *Investigating landslides with space-borne Synthetic Aperture Radar (SAR) interferometry*. Engineering Geology, vol. 88, pages 173–199, doi : 10.1016/j.enggeo.2006.09.013, 2006. (Cité en page 18.)
- [Comte et al., 2002] Comte, D., Haessler, H., Dorbath, L., Pardo, M., Monfret, T., Lavenu, A., Pontoise, B., et Hello, Y. *Seismicity and stress distribution in the Copiapo, northern Chile subduction zone using combined on- and off-shore seismic observations*. Physics of the Earth and Planetary Interiors, vol. 132, pages 197–217, doi : 10.1016/S0031-9201(02)00052-3, septembre 2002. (Cité en page 122.)
- [Comte et Pardo, 1991] Comte, D. et Pardo, M. *Reappraisal of great historical earthquakes in the northern Chile and southern Peru seismic gaps*. Natural Hazards, vol. 4, pages 23–44, doi : 10.1007/BF00126557, 1991. (Cité en page 119.)
- [Comte et al., 2006] Comte, D., Tassara, A., Farias, M., et Borosc hek, R. *2006 Copiapo Chile Seismic Swarm Analysis : Mapping the Interplate Contact*. AGU Fall Meeting Abstracts, page B1327, décembre 2006. (Cité en page 121.)
- [Contreras-Reyes et Carrizo, 2011] Contreras-Reyes, E. et Carrizo, D. *Control of high oceanic features and subduction channel on earthquake ruptures along the Chile-Peru subduction zone*. Physics of the Earth and Planetary Interiors, vol. 186, pages 49–58, doi : 10.1016/j.pepi.2011.03.002, mai 2011. (Cité en page 122.)

- [Contreras-Reyes et al., 2012] Contreras-Reyes, E., Jara, J., Grevemeyer, I., Ruiz, S., et Carrizo, D. *Abrupt change in the dip of the subducting plate beneath north Chile*. *Nature Geoscience*, vol. 5, pages 342–345, doi : 10.1038/ngeo1447, mai 2012. (Cité en page 104.)
- [Darwin, 1851] Darwin, C. *Geological observation on Coral Reefs, Volcanic Islands and on South America*. Londres, Smith, Elder and Co. (Cité en page 119.)
- [Davidson et Bamler, 1999] Davidson, G. et Bamler, R. *Multiresolution phase unwrapping for SAR interferometry*. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, vol. 37, pages 163–174, doi : 10.1109/36.739150, janvier 1999. (Cité en page 74.)
- [Dee et al., 2011] Dee, D. P., Uppala, S. M., Simmons, A. J., Berrisford, P., Poli, P., Kobayashi, S., Andrae, U., Balmaseda, M. A., Balsamo, G., Bauer, P., Bechtold, P., Beljaars, A. C. M., van de Berg, L., Bidlot, J., Bormann, N., Delsol, C., Dragani, R., Fuentes, M., Geer, A. J., Haimberger, L., Healy, S. B., Hersbach, H., Hólm, E. V., Isaksen, L., Kållberg, P., Köhler, M., Matricardi, M., McNally, A. P., Monge-Sanz, B. M., Morcrette, J.-J., Park, B.-K., Peubey, C., de Rosnay, P., Tavolato, C., Thépaut, J.-N., et Vitart, F. *The ERA-Interim reanalysis : configuration and performance of the data assimilation system*. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, vol. 137, pages 553–597, doi : 10.1002/qj.828, avril 2011. (Cité en page 50.)
- [Delouis et al., 2010] Delouis, B., Nocquet, J.-M., et Vallée, M. *Slip distribution of the February 27, 2010 Mw = 8.8 Maule Earthquake, central Chile, from static and high-rate GPS, InSAR, and broadband teleseismic data*. *Geophysical Research Letter*, vol. 37, page 17305, doi : 10.1029/2010GL043899, septembre 2010. (Cité en page 127.)
- [DeMets et al., 1994] DeMets, C., Gordon, R., Argus, D., et Stein, S. *Effect of recent revisions to the geomagnetic reversal time scale on estimates of current plate motions*. *Geophysical Research Letters*, vol. 21, pages 2191–2194, 1994. (Cité en pages 102 et 107.)
- [DeMets et al., 2010] DeMets, C., Gordon, R. G., et Argus, D. F. *Geologically current plate motions*. *Geophysical Journal International*, vol. 181, pages 1–80, doi : 10.1111/j.1365-246X.2009.04491.x, avril 2010. (Cité en page 102.)
- [Demets et al., 1990] Demets, C., Gordon, R. G., Argus, D. F., et Stein, S. *Current plate motions*. *Geophysical Journal International*, vol. 101, pages 425–478, doi : 10.1111/j.1365-246X.1990.tb06579.x, mai 1990. (Cité en page 102.)
- [Desnos et al., 2000] Desnos, Y.-L., Buck, C., Guijarro, J., Levrini, G., Suchail, J.-L., Torres, R., Laur, H., Closa, J., et Rosich, B. *The ENVISAT advanced synthetic aperture radar system*. *IEEE International Geoscience and Remote Sensing Symposium*, vol. 3, pages 1171–1173, doi : 10.1109/IGARSS.2000.858057, 2000. (Cité en page 15.)
- [Devine, 2000] Devine, P. *RADAR Level Measurement - The User's Guide*. Vega Controls Lda, 2000. (Cité en page 13.)



- [Dieterich, 1978] Dieterich, J. H. *Time-dependent friction and the mechanics of stick-slip*. Pure and Applied Geophysics, vol. 116, pages 790–806, doi : 10.1007/BF00876539, juillet 1978. (Cité en page 115.)
- [Dmowska et al., 1996] Dmowska, R., Zheng, G., et Rice, J. R. *Seismicity and deformation at convergent margins due to heterogeneous coupling*. Journal of Geophysical Research, vol. 101, pages 3015–3029, doi : 10.1029/95JB03122, 1996. (Cité en page 116.)
- [Doin et al., 2011] Doin, M. P., Guillaso, S., Jolivet, R., Lasserre, C., Lodge, F., Ducret, G., et Grandin, R. *Presentation of the small baseline NSBAS processing chain on a case example : the Etna deformation monitoring from 2003 to 2010 using Envisat data*. Proceedings Fringe Meeting, 2011. (Cité en pages 47, 53 et 74.)
- [Doin et al., 2009] Doin, M.-P., Lasserre, C., Peltzer, G., Cavalié, O., et Doubre, C. *Corrections of stratified tropospheric delays in SAR interferometry : Validation with global atmospheric models*. Journal of Applied Geophysics, vol. 69, pages 35–50, doi : 10.1016/j.jappgeo.2009.03.010, septembre 2009. (Cité en pages 38, 50 et 76.)
- [Doin et al., 2010] Doin, M.-P., Twardzik, C., Ducret, G., Lasserre, C., Guillaso, S., et Jianbao, S. *Crustal flexure around Siling Co lake in Tibet observed by InSAR*. Proceedings Dragon 2 Programme Mid-Term Results 2008 - 2010, Guilin City, People's Republic of China, 17-21 May 2010, octobre 2010. (Cité en page 85.)
- [Ducret et al., 2011] Ducret, G., Doin, M. P., Grandin, R., Lasserre, C., et Guillaso, S. *DEM corrections before unwrapping in a small baseline strategy for InSAR time series analysis*. Proceedings Igarss , Vancouver, August 2011, pages 1353 – 1356, 2011. (Cité en page 67.)
- [Ducret et al., 2012a] Ducret, G., Doin, M. P., Grandin, R., Lasserre, C., et Guillaso, S. *DEM Corrections before Unwrapping in a Small Baseline Strategy for InSAR Time Series Analysis*. IEEE Geoscience and Remote Sensing Letters, 2012. (Cité en page 69.)
- [Ducret et al., 2012b] Ducret, G., Doin, M. P., Grandin, R., Socquet, A., Vigny, C., Métois, M., et Béjar-Pizarro, M. *Measurement of interseismic strain accumulation in the Southern Andes (25-35S) using Envisat SAR data*. EGU General Assembly Conference Abstracts, vol. 14, page 10391, avril 2012. (Cité en page 119.)
- [Ducret et al., 2010] Ducret, G., Doin, M.-P., Lasserre, C., Guillaso, S., et Twardzik, C. *DEM corrections on series of wrapped interferograms as a tool to improve deformation monitoring around Siling Co lake in Tibet*. EGU General Assembly Conference Abstracts, vol. 12, page 11275, mai 2010. (Cité en page 85.)
- [Farr et Kobrick, 2000] Farr, T. G. et Kobrick, M. *Shuttle radar topography mission produces a wealth of data*. EOS Transactions, vol. 81, pages 583–585, doi : 10.1029/EO081i048p00583, 2000. (Cité en page 29.)



- [Farr et al., 2007] Farr, T. G., Rosen, P. A., Caro, E., Crippen, R., Duren, R., Hensley, S., Kobrick, M., Paller, M., Rodriguez, E., Roth, L., Seal, D., Shaffer, S., Shimada, J., Umland, J., Werner, M., Oskin, M., Burbank, D., et Alsdorf, D. *The Shuttle Radar Topography Mission*. Reviews of Geophysics, vol. 45, page 2004, doi : 10.1029/2005RG000183, mai 2007. (Cité en page 29.)
- [Ferretti et al., 2011] Ferretti, A., Fumagalli, A., Novali, F., Prati, C., Rocca, F., et Rucci, A. *A New Algorithm for Processing Interferometric Data-Stacks : SqueeSAR*. IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing, vol. 49, pages 3460–3470, doi : 10.1109/TGRS.2011.2124465, septembre 2011. (Cité en pages 46 et 70.)
- [Ferretti et al., 2000] Ferretti, A., Prati, C., et Rocca, F. *Nonlinear subsidence rate estimation using permanent scatterers in differential SAR interferometry*. IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing, vol. 38, pages 2202–2212, doi : 10.1109/36.868878, septembre 2000. (Cité en pages 43 et 44.)
- [Ferretti et al., 2001] Ferretti, A., Prati, C., et Rocca, F. *Permanent scatterers in SAR interferometry*. IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing, vol. 39, pages 8–20, doi : 10.1109/36.898661, janvier 2001. (Cité en pages 70, 71 et 72.)
- [Fialko, 2006] Fialko, Y. *Interseismic strain accumulation and the earthquake potential on the southern San Andreas fault system*. Nature, vol. 441, pages 968–971, doi : 10.1038/nature04797, juin 2006. (Cité en page 17.)
- [Fielding et al., 2004] Fielding, E. J., Wright, T. J., Muller, J., Parsons, B. E., et Walker, R. *Aseismic deformation of a fold-and-thrust belt imaged by synthetic aperture radar interferometry near Shahdad, southeast Iran*. Geology, vol. 32, page 577, doi : 10.1130/G20452.1, juillet 2004. (Cité en page 17.)
- [Fournier et al., 2011] Fournier, T., Pritchard, M. E., et Finnegan, N. *Accounting for Atmospheric Delays in InSAR Data in a Search for Long-Wavelength Deformation in South America*. IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing, vol. 49, pages 3856–3867, doi : 10.1109/TGRS.2011.2139217, octobre 2011. (Cité en page 127.)
- [Fruneau, 1996] Fruneau, B. *Observation and modelling of the Saint-Étienne-de-Tinée landslide using SAR interferometry*. Tectonophysics, vol. 265, pages 181–190, doi : 10.1016/S0040-1951(96)00047-9, novembre 1996. (Cité en page 18.)
- [Fruneau et Sarti, 2000] Fruneau, B. et Sarti, F. *Detection of ground subsidence in the city of Paris using radar interferometry : isolation of deformation from atmospheric artifacts using correlation*. Geophysical Research Letters, vol. 27, pages 3981–3984, doi : 10.1029/2000GL008489, décembre 2000. (Cité en page 18.)
- [Gabriel et al., 1989] Gabriel, A. K., Goldstein, R. M., et Zebker, H. A. *Mapping small evaluation changes over large areas : Differential radar interferometry*. Journal of Geo-

- physical Research, vol. 94, pages 9183–9191, doi : 10.1029/JB094iB07p09183, juillet 1989. (Cité en page 29.)
- [Gardi et al., 2006] Gardi, A., Lemoine, A., Madariaga, R., et Campos, J. *Modeling of stress transfer in the Coquimbo region of central Chile*. Journal of Geophysical Research (Solid Earth), vol. 111, page 4307, doi : 10.1029/2004JB003440, avril 2006. (Cité en pages 121, 191 et 192.)
- [Gatelli et al., 1994] Gatelli, F., Guarnieri, A. M., Parizzi, F., Pasquali, P., Prati, C., et Rocca, F. *Wavenumber shift in SAR interferometry*. IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing, vol. 32, pages 855–865, doi : 10.1109/36.298013, juillet 1994. (Cité en pages 49 et 74.)
- [Gerbault et al., 2009] Gerbault, M., Cembrano, J., Mpodozis, C., Farias, M., et Pardo, M. *Continental margin deformation along the Andean subduction zone : Thermo-mechanical models*. Physics of the Earth and Planetary Interiors, vol. 177, pages 180–205, doi : 10.1016/j.pepi.2009.09.001, décembre 2009. (Cité en page 105.)
- [Goldstein et al., 1993] Goldstein, R. M., Engelhardt, H., Kamb, B., et Frolich, R. M. *Satellite Radar Interferometry for Monitoring Ice Sheet Motion : Application to an Antarctic Ice Stream*. Science, vol. 262, pages 1525–1530, doi : 10.1126/science.262.5139.1525, décembre 1993. (Cité en page 18.)
- [Goldstein et Werner, 1998] Goldstein, R. M. et Werner, C. L. *Radar interferogram filtering for geophysical applications*. Geophysical Research Letters, vol. 25, pages 4035–4038, doi : 10.1029/1998GL900033, 1998. (Cité en page 50.)
- [Goldstein et al., 1988] Goldstein, R. M., Zebker, H. A., et Werner, C. L. *Satellite radar interferometry - Two-dimensional phase unwrapping*. Radio Science, vol. 23, pages 713–720, doi : 10.1029/RS023i004p00713, août 1988. (Cité en pages 16, 32, 51 et 79.)
- [Graham, 1974] Graham, L. C. *Synthetic interferometer radar for topographic mapping*. Proceedings of the IEEE, vol. 62, no. 6, pages 763–768, 1974. (Cité en pages 16 et 29.)
- [Grandin et al., 2012] Grandin, R., Doin, M., Bollinger, L., Pinel-Puysegur, B., Ducret, G., Jolivet, R., et Sapkota, S. *Long-term growth of the Himalaya inferred from interseismic InSAR measurement*. Geology, page in press, doi : 10.1130/G33154.1, 2012. (Cité en pages 67 et 71.)
- [Grandin et al., 2009] Grandin, R., Socquet, A., Binet, R., Klinger, Y., Jacques, E., de Chaballier, J.-B., King, G. C. P., Lasserre, C., Tait, S., Tapponnier, P., Delorme, A., et Pinzuti, P. *September 2005 Manda Hararo-Dabbahu rifting event, Afar (Ethiopia) : Constraints provided by geodetic data*. Journal of Geophysical Research (Solid Earth), vol. 114, page 8404, doi : 10.1029/2008JB005843, août 2009. (Cité en page 17.)

- [Gutenberg, 1945] Gutenberg, B. *Amplitudes of surface waves and magnitudes of shallow earthquakes*. Bulletin of the Seismological Society of America, vol. 35, no. 1, pages 3–12, 1945. (Cité en page 110.)
- [Gutenberg et Richter, 1954] Gutenberg, B. et Richter, C. *Seismicity of the Earth and Associated Phenomena*. Princeton, N.J. : Princeton University Press, 1954. (Cité en pages 102 et 141.)
- [Gutenberg et Richter, 1956] Gutenberg, B. et Richter, C. F. *Earthquake magnitude, intensity, energy, and acceleration*. vol. 46, no. 2, pages 105–145, 1956. (Cité en page 110.)
- [Gutscher, 2002] Gutscher, M. *Andean subduction styles and their effect on thermal structure and interplate coupling*. Journal of South American Earth Sciences, vol. 15, pages 3–10, doi : 10.1016/S0895-9811(02)00002-0, avril 2002. (Cité en page 105.)
- [Hanssen, 2002] Hanssen, R. F. *Radar interferometry : data interpretation and error analysis*. Kluwer Academic. (Cité en page 18.)
- [Herring et al., 2008] Herring, T. A., King, R. W., et McClusky, S. C. *Introduction to GAMIT/GLOBK*. report, Massachusetts Institute of Technology, Cambridge, 2008. (Cité en page 124.)
- [Hertz, 1896] Hertz, H. *Miscellaneous papers*. Macmillan. (Cité en page 12.)
- [Hoffmann-Rothe et al., 2006] Hoffmann-Rothe, A., Kukowski, N., Dresen, G., Echtler, H., Oncken, O., Klotz, J., Scheuber, E., et Kellner, A. *Oblique convergence along the Chilean margin : partitioning, margin-parallel faulting and force interaction at the plate interface*. The Andes active subduction orogeny. Frontiers in Earth Science Series, Springer-Verlag Berlin Heidelberg, New York., vol. 1, pages 125–146, doi : 10.1007/978-3-540-48684-8\_6, 2006. (Cité en page 104.)
- [Holmes, 1931] Holmes, A. *Radioactivity and Earth Movements*. Nature, vol. 128, page 496, doi : 10.1038/128496e0, septembre 1931. (Cité en page 102.)
- [Holtkamp et al., 2011] Holtkamp, S. G., Pritchard, M. E., et Lohman, R. B. *Earthquake swarms in South America*. Geophysical Journal International, vol. 187, pages 128–146, doi : 10.1111/j.1365-246X.2011.05137.x, octobre 2011. (Cité en pages 127, 170 et 172.)
- [Hooper, 2008] Hooper, A. *A multi-temporal InSAR method incorporating both persistent scatterer and small baseline approaches*. Geophysical Research Letters, vol. 35, page 16302, doi : 10.1029/2008GL034654, août 2008. (Cité en pages 46, 70, 71, 72 et 73.)
- [Hooper et al., 2012] Hooper, A., Bekaert, D., Spaans, K., et Arikan, M. *Recent advances in SAR interferometry time series analysis for measuring crustal deformation*. Tectonophysics, vol. 514, pages 1–13, doi : 10.1016/j.tecto.2011.10.013, janvier 2012. (Cité en page 70.)

- [Hooper et al., 2004] Hooper, A., Zebker, H., Segall, P., et Kampes, B. *A new method for measuring deformation on volcanoes and other natural terrains using InSAR persistent scatterers*. Geophysical Research Letters, vol. 31, page L23611, doi : 10.1029/2004GL021737, décembre 2004. (Cité en pages 44 et 72.)
- [Hyndman et al., 1997] Hyndman, R. D., Yamano, M., et Oleskevich, D. A. *The seismicogenic zone of subduction thrust faults*. Island Arc, vol. 6, no. 3, pages 244–260, doi : 10.1111/j.1440-1738.1997.tb00175.x, 1997. (Cité en page 105.)
- [Ide, 2012] Ide, S. *Variety and spatial heterogeneity of tectonic tremor worldwide*. Journal of Geophysical Research (Solid Earth), vol. 117, page 3302, doi : 10.1029/2011JB008840, mars 2012. (Cité en page 112.)
- [Jacobsen, 2004] Jacobsen, K. *DEM generation by SPOT HRS*. 2004. (Cité en page 29.)
- [Jolivet et al., 2011] Jolivet, R., Grandin, R., Lasserre, C., Doin, M.-P., et Peltzer, G. *Systematic InSAR tropospheric phase delay corrections from global meteorological reanalysis data*. Geophysical Research Letters, vol. 38, page 17311, doi : 10.1029/2011GL048757, septembre 2011. (Cité en pages 38, 50 et 76.)
- [Kagan et Jackson, 1991] Kagan, Y. Y. et Jackson, D. D. *Seismic Gap Hypothesis : Ten years after*. Journal of Geophysical Research, vol. 96, pages 21419–21431, doi : 10.1029/91JB02210, 1991. (Cité en page 119.)
- [Kanamori, 1971] Kanamori, H. *Great earthquakes at island arcs and the lithosphere*. Tectonophysics, vol. 12, pages 187–198, doi : 10.1016/0040-1951(71)90003-5, septembre 1971. (Cité en page 115.)
- [Kanamori, 1977] Kanamori, H. *The energy release in great earthquakes*. Journal of Geophysical Research, vol. 82, pages 2981–2987, doi : 10.1029/JB082i020p02981, 1977. (Cité en page 110.)
- [Kanda et Simons, 2010] Kanda, R. V. S. et Simons, M. *An elastic plate model for interseismic deformation in subduction zones*. Journal of Geophysical Research (Solid Earth), vol. 115, page 3405, doi : 10.1029/2009JB006611, mars 2010. (Cité en page 109.)
- [Kelleher, 1972] Kelleher, J. A. *Rupture zones of large South American earthquakes and some predictions*. Journal of Geophysical Research, vol. 77, pages 2087–2103, doi : 10.1029/JB077i011p02087, 1972. (Cité en page 112.)
- [Kendrick et al., 2003] Kendrick, E., Bevis, M., Smalley, R., Brooks, B., Vargas, R. B., Laueria, E., et Fortes, L. P. S. *The Nazca-South America Euler vector and its rate of change*. Journal of South American Earth Sciences, vol. 16, pages 125–131, doi : 10.1016/S0895-9811(03)00028-2, juin 2003. (Cité en page 107.)

- [Kendrick et al., 2001] Kendrick, E., Bevis, M., Smalley, Jr., R., et Brooks, B. *An integrated crustal velocity field for the central Andes*. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, vol. 2, pages 1066–11, doi : 10.1029/2001GC000191, novembre 2001. (Cité en pages 107 et 126.)
- [Khazaradze et Klotz, 2003] Khazaradze, G. et Klotz, J. *Short- and long-term effects of GPS measured crustal deformation rates along the south central Andes*. *Journal of Geophysical Research (Solid Earth)*, vol. 108, page 2289, doi : 10.1029/2002JB001879, juin 2003. (Cité en pages 108 et 126.)
- [Kleusberg et Teunissen, 1996] Kleusberg, A. et Teunissen, P. J. G. *GPS for Geodesy*. *Lecture Notes in Earth Sciences*, Berlin Springer Verlag, vol. 60, doi : 10.1007/BFb0117676, 1996. (Cité en page 122.)
- [Kley et Monaldi, 1998] Kley, J. et Monaldi, C. R. *Tectonic shortening and crustal thickness in the Central Andes : How good is the correlation ?* *Geology*, vol. 26, page 723, doi : 10.1130/0091-7613(1998)026<0723 :TSACTI>2.3.CO ;2, août 1998. (Cité en page 104.)
- [Klotz et al., 2001] Klotz, J., Khazaradze, G., Angermann, D., Reigber, C., Perdomo, R., et Cifuentes, O. *Earthquake cycle dominates contemporary crustal deformation in Central and Southern Andes*. *Earth and Planetary Science Letters*, vol. 193, pages 437–446, doi : 10.1016/S0012-821X(01)00532-5, décembre 2001. (Cité en page 126.)
- [Kohlhase et al., 2003] Kohlhase, A. O., Feigl, K. L., et Massonnet, D. *Applying differential InSAR to orbital dynamics : a new approach for estimating ERS trajectories*. *Journal of Geodesy*, vol. 77, pages 493–502, doi : 10.1007/s00190-003-0336-3, décembre 2003. (Cité en page 34.)
- [Kontoes et al., 2000] Kontoes, C., Elias, P., Sykioti, O., Briole, P., Remy, D., Sachpazi, M., Veis, G., et Kotsis, I. *Displacement field and fault model for the September 7, 1999 Athens earthquake inferred from ERS2 satellite radar interferometry*. *Geophysical Research Letters*, vol. 27, pages 3989–3992, doi : 10.1029/2000GL008510, décembre 2000. (Cité en page 17.)
- [Krieger et al., 2007] Krieger, G., Moreira, A., Fiedler, H., Hajnsek, I., Werner, M., Younis, M., et Zink, M. *TanDEM-X : A Satellite Formation for High-Resolution SAR Interferometry*. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, vol. 45, no. 11, pages 3317–3341, doi : 10.1109/TGRS.2007.900693, 2007. (Cité en page 29.)
- [Kulhanek, 2005] Kulhanek, O. *Seminar on b-value*. Department of Geophysics, Charles University, Prague, 2005. (Cité en page 141.)
- [Lallemand et al., 2005] Lallemand, S., Heuret, A., et Boutelier, D. *On the relationships between slab dip, back-arc stress, upper plate absolute motion, and crustal na-*

- ture in subduction zones. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, vol. 6, page 9006, doi : 10.1029/2005GC000917, septembre 2005. (Cité en page 103.)
- [Lanari et al., 2007] Lanari, R., Casu, F., Manzo, M., Zeni, G., Berardino, P., Manunta, M., et Pepe, A. *An Overview of the Small BAseline Subset Algorithm : a DInSAR Technique for Surface Deformation Analysis*. *Pure and Applied Geophysics*, vol. 164, pages 637–661, doi : 10.1007/s00024-007-0192-9, avril 2007. (Cité en page 70.)
- [Laur et al., 2002] Laur, H., Kohlhammer, G., Desnos, Y., et Coulson, S. *The ENVISAT mission : access to the data*. *IEEE International Geoscience and Remote Sensing Symposium*, vol. 1, pages 617–619, doi : 10.1109/IGARSS.2002.1025123, 2002. (Cité en page 128.)
- [Le Pichon, 1968] Le Pichon, X. *Sea-floor spreading and continental drift*. *Journal of Geophysical Research*, vol. 73, pages 3661–3697, doi : 10.1029/JB073i012p03661, 1968. (Cité en page 102.)
- [Lemoine et al., 2001] Lemoine, A., Madariaga, R., et Campos, J. *Evidence for earthquake interaction in central Chile : the July 1997-September 1998 Sequence*. *Geophysical Research Letter*, vol. 28, pages 2743–2746, doi : 10.1029/2000GL012314, 2001. (Cité en page 190.)
- [Lemoine et al., 2002] Lemoine, A., Madariaga, R., et Campos, J. *Slab-pull and slab-push earthquakes in the Mexican, Chilean and Peruvian subduction zones*. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, vol. 132, pages 157–175, doi : 10.1016/S0031-9201(02)00050-X, septembre 2002. (Cité en pages 121 et 191.)
- [Leyton et al., 2009] Leyton, F., Ruiz, J., Campos, J., et Kausel, E. *Intraplate and interplate earthquakes in Chilean subduction zone : A theoretical and observational comparison*. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, vol. 175, pages 37–46, doi : 10.1016/j.pepi.2008.03.017, juin 2009. (Cité en page 111.)
- [Liu, 2008] Liu, X. *Airborne LiDAR for DEM generation : some critical issues*. *Progress in Physical Geography*, vol. 32, no. 1, pages 31–49, doi : 10.1177/0309133308089496, 2008. (Cité en page 29.)
- [Lomnitz, 2004] Lomnitz, C. *Major Earthquakes of Chile : A Historical Survey, 1535-1960*. *Seismological Research Letters*, vol. 75, pages 368–378, doi : 10.1785/gssrl.75.3.368, 2004. (Cité en page 110.)
- [López-Quiroz et al., 2009] López-Quiroz, P., Doin, M.-P., Tupin, F., Briole, P., et Nicolas, J.-M. *Time series analysis of Mexico City subsidence constrained by radar interferometry*. *Journal of Applied Geophysics*, vol. 69, pages 1–15, doi : 10.1016/j.jappgeo.2009.02.006, septembre 2009. (Cité en pages 43, 52 et 70.)
- [Lorito et al., 2011] Lorito, S., Romano, F., Atzori, S., Tong, X., Avallone, A., McCloskey, J., Cocco, M., Boschi, E., et Piatanesi, A. *Limited overlap between the seismic gap and*



- coseismic slip of the great 2010 Chile earthquake*. *Nature Geoscience*, vol. 4, pages 173–177, doi : 10.1038/ngeo1073, mars 2011. (Cité en page 119.)
- [Lundgren et al., 2001] Lundgren, P., Usai, S., Sansosti, E., Lanari, R., Tesauro, M., Fornaro, G., et Berardino, P. *Modeling surface deformation observed with synthetic aperture radar interferometry at Campi Flegrei caldera*. *Journal of Geophysical Research*, vol. 106, pages 19355–19366, doi : 10.1029/2001JB000194, septembre 2001. (Cité en page 42.)
- [Lyons et Sandwell, 2003] Lyons, S. et Sandwell, D. *Fault creep along the southern San Andreas from interferometric synthetic aperture radar, permanent scatterers, and stacking*. *Journal of Geophysical Research (Solid Earth)*, vol. 108, page 2047, doi : 10.1029/2002JB001831, janvier 2003. (Cité en page 41.)
- [Marechal, 1995] Marechal, N. *Tomographic formulation of interferometric SAR for terrain elevation mapping*. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, vol. 33, pages 726–739, doi : 10.1109/36.387588, mai 1995. (Cité en page 29.)
- [Marquardt et al., 2004] Marquardt, C., Lavenu, A., Ortlieb, L., Godoy, E., et Comte, D. *Coastal neotectonics in Southern Central Andes : uplift and deformation of marine terraces in Northern Chile (27S)*. *Tectonophysics*, vol. 394, pages 193–219, doi : 10.1016/j.tecto.2004.07.059, décembre 2004. (Cité en page 122.)
- [Massonnet et Feigl, 1998] Massonnet, D. et Feigl, K. L. *Radar interferometry and its application to changes in the earth's surface*. *Reviews of Geophysics*, vol. 36, pages 441–500, doi : 10.1029/97RG03139, novembre 1998. (Cité en page 17.)
- [Massonnet et Rabaute, 1993] Massonnet, D. et Rabaute, T. *Radar interferometry - Limits and potential*. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, vol. 31, pages 455–464, doi : 10.1109/36.214922, mars 1993. (Cité en page 18.)
- [Massonnet et al., 1993] Massonnet, D., Rossi, M., Carmona, C., Adragna, F., Peltzer, G., Feigl, K., et Rabaute, T. *The displacement field of the Landers earthquake mapped by radar interferometry*. *Nature*, vol. 364, pages 138–142, doi : 10.1038/364138a0, juillet 1993. (Cité en page 16.)
- [Massonnet et al., 1996] Massonnet, D., Vadon, H., et Rossi, M. *Reduction of the need for phase unwrapping in radar interferometry*. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, vol. 34, pages 489–497, doi : 10.1109/36.485126, mars 1996. (Cité en page 36.)
- [Maxwell, 1865] Maxwell, J. *A dynamical theory of the electromagnetic field*. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London*, vol. 155, pages 459–512, doi : 10.1098/rstl.1865.0008, 1865. (Cité en page 12.)
- [Maxwell, 1873] Maxwell, J. *A treatise on electricity and magnetism*, volume 1. Clarendon Press. (Cité en page 12.)

- [McCaffrey, 2002] McCaffrey, R. *Crustal block rotations and plate coupling*. Plate Boundary Zones, Geodynamics Series, vol. 30, pages 101–122, doi : 10.1029/GD030p0101, 2002. (Cité en page 117.)
- [McCann et al., 1979] McCann, W. R., Nishenko, S. P., Sykes, L. R., et Krause, J. *Seismic gaps and plate tectonics : Seismic potential for major boundaries*. Pure and Applied Geophysics, vol. 117, pages 1082–1147, doi : 10.1007/BF00876211, novembre 1979. (Cité en page 117.)
- [McKenzie et Parker, 1967] McKenzie, D. P. et Parker, R. L. *The North Pacific : an Example of Tectonics on a Sphere*. Nature, vol. 216, pages 1276–1280, doi : 10.1038/2161276a0, décembre 1967. (Cité en page 102.)
- [Melnick et al., 2009] Melnick, D., Bookhagen, B., Strecker, M. R., et Echtler, H. P. *Segmentation of megathrust rupture zones from fore-arc deformation patterns over hundreds to millions of years, Arauco peninsula, Chile*. Journal of Geophysical Research (Solid Earth), vol. 114, page 1407, doi : 10.1029/2008JB005788, janvier 2009. (Cité en page 113.)
- [Métois et al., 2012] Métois, M., Socquet, A., et Vigny, C. *Interseismic coupling, segmentation and mechanical behavior of the Central Chile subduction zone*. Journal Geophysical Research, vol. 117, pages 713–720, doi : doi :10.1029/2011JB008736, 2012. (Cité en pages 113, 116, 117 et 121.)
- [Moccia et al., 1994] Moccia, A., Espocito, S., et D’Errico, M. *Height measurement accuracy of ERS-1 SAR interferometry*. ERASeL advances in remote sensing, vol. 3, pages 94–108, 1994. (Cité en page 29.)
- [Moreno et al., 2011] Moreno, M., Melnick, D., Rosenau, M., Bolte, J., Klotz, J., Echtler, H., Baez, J., Bataille, K., Chen, J., Bevis, M., Hase, H., et Oncken, O. *Heterogeneous plate locking in the South-Central Chile subduction zone : Building up the next great earthquake*. Earth and Planetary Science Letters, vol. 305, pages 413–424, doi : 10.1016/j.epsl.2011.03.025, mai 2011. (Cité en pages 117 et 126.)
- [Morgan, 1968] Morgan, W. J. *Rises, trenches, great faults, and crustal blocks*. Journal of Geophysical Research, vol. 73, pages 1959–1982, doi : 10.1029/JB073i006p01959, 1968. (Cité en page 102.)
- [Motagh et al., 2010] Motagh, M., Schurr, B., Anderssohn, J., Cailleau, B., Walter, T. R., Wang, R., et Villotte, J.-P. *Subduction earthquake deformation associated with 14 November 2007, Mw 7.8 Tocopilla earthquake in Chile : Results from InSAR and aftershocks*. Tectonophysics, vol. 490, pages 60–68, doi : 10.1016/j.tecto.2010.04.033, juillet 2010. (Cité en page 127.)
- [Neri et al., 2009] Neri, M., Casu, F., Acocella, V., Solaro, G., Pepe, S., Berardino, P., Sansosti, E., Caltabiano, T., Lundgren, P., et Lanari, R. *Deformation and eruptions at Mt.*

- Etna (Italy) : A lesson from 15 years of observations.* Geophysical Research Letters, vol. 36, page 2309, doi : 10.1029/2008GL036151, janvier 2009. (Cité en page 17.)
- [Nishenko, 1985] Nishenko, S. P. *Seismic potential for large and great interplate earthquakes along the Chilean and Southern Peruvian Margins of South America : A quantitative reappraisal.* Journal of Geophysical Research, vol. 90, pages 3589–3615, doi : 10.1029/JB090iB05p03589, 1985. (Cité en page 112.)
- [Norabuena et al., 1998] Norabuena, E., Leffler-Griffin, L., Mao, A., Dixon, T., Stein, S., Selwyn Sacks, I., Ocola, L., et Ellis, M. *Space Geodetic Observations of Nazca-South America Convergence Across the Central Andes.* Science, vol. 279, page 358, doi : 10.1126/science.279.5349.358, janvier 1998. (Cité en page 107.)
- [Norabuena et al., 1999] Norabuena, E. O., Dixon, T. H., Stein, S., et Harrison, C. G. A. *Decelerating Nazca-South America and Nazca-Pacific plate motions.* Geophysical Research Letters, vol. 26, pages 3405–3408, doi : 10.1029/1999GL005394, novembre 1999. (Cité en page 107.)
- [Okada, 1985] Okada, Y. *Surface deformation due to shear and tensile faults in a half-space.* Bulletin of the Seismological Society of America, vol. 75, pages 1135–1154, 1985. (Cité en pages 108, 109 et 168.)
- [Oleskevich et al., 1999] Oleskevich, D. A., Hyndman, R. D., et Wang, K. *The updip and downdip limits to great subduction earthquakes : Thermal and structural models of Cascadia, south Alaska, SW Japan, and Chile.* Journal of Geophysical Research, vol. 104, pages 14965–14991, doi : 10.1029/1999JB900060, 1999. (Cité en page 112.)
- [Pardo, 2002a] Pardo, M. *Seismotectonic and stress distribution in the central Chile subduction zone.* Journal of South American Earth Sciences, vol. 15, pages 11–22, doi : 10.1016/S0895-9811(02)00003-2, avril 2002. (Cité en page 121.)
- [Pardo, 2002b] Pardo, M. *The October 15, 1997 Punitaqui earthquake (Mw=7.1) : a destructive event within the subducting Nazca plate in central Chile.* Tectonophysics, vol. 345, pages 199–210, doi : 10.1016/S0040-1951(01)00213-X, février 2002. (Cité en pages 122 et 191.)
- [Pardo-Casas et Molnar, 1987] Pardo-Casas, F. et Molnar, P. *Relative Motion of the Nazca (farallon) and South American Plates Since Late Cretaceous Time.* Tectonics, vol. 6, pages 233–248, doi : 10.1029/TC006i003p00233, 1987. (Cité en page 107.)
- [Pavez et al., 2006] Pavez, A., Remy, D., Bonvalot, S., Diamant, M., Gabalda, G., Froger, J.-L., Julien, P., Legrand, D., et Moisset, D. *Insight into ground deformations at Lascar volcano (Chile) from SAR interferometry, photogrammetry and GPS data : Implications on volcano dynamics and future space monitoring.* Remote Sensing of Environment, vol. 100, no. 3, pages 307 – 320, doi : 10.1016/j.rse.2005.10.013, 2006. (Cité en page 127.)

- [Pearson, 1901] Pearson, K. *LIII. On lines and planes of closest fit to systems of points in space*. Philosophical Magazine Series 6, vol. 2, no. 11, pages 559–572, doi : 10.1080/14786440109462720, 1901. (Cité en page 162.)
- [Peltzer et al., 2001] Peltzer, G., Crampé, F., Hensley, S., et Rosen, P. *Transient strain accumulation and fault interaction in the Eastern California shear zone*. Geology, vol. 29, page 975, doi : 10.1130/0091-7613(2001)029<0975 :TSAAFI>2.0.CO;2, novembre 2001. (Cité en page 41.)
- [Peltzer et al., 1999] Peltzer, G., Crampé, F., et King, G. *Evidence of Nonlinear Elasticity of the Crust from the Mw7.6 Manyi (Tibet) Earthquake*. Science, vol. 286, no. 5438, pages 272–276, doi : 10.1126/science.286.5438.272, 1999. (Cité en page 17.)
- [Peltzer et al., 1996] Peltzer, G., Rosen, P., Rogez, F., et Hudnut, K. *Postseismic Rebound in Fault Step-Overs Caused by Pore Fluid Flow*. Science, vol. 273, pages 1202–1204, doi : 10.1126/science.273.5279.1202, août 1996. (Cité en page 17.)
- [Pepe et Lanari, 2006] Pepe, A. et Lanari, R. *On the Extension of the Minimum Cost Flow Algorithm for Phase Unwrapping of Multitemporal Differential SAR Interferograms*. IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing, vol. 44, pages 2374 – 2383, doi : 10.1109/TGRS.2006.873207, septembre 2006. (Cité en pages 71 et 72.)
- [Perissin et Ferretti, 2007] Perissin, D. et Ferretti, A. *Urban-Target Recognition by Means of Repeated Spaceborne SAR Images*. IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing, vol. 45, pages 4043–4058, doi : 10.1109/TGRS.2007.906092, décembre 2007. (Cité en page 45.)
- [Peyrat et al., 2006] Peyrat, S., Campos, J., de Chabaliér, J. B., Perez, A., Bonvalot, S., Bouin, M.-P., Legrand, D., Nercessian, A., Charade, O., Patau, G., Clévéde, E., Kausel, E., Bernard, P., et Vilotte, J.-P. *Tarapacá intermediate-depth earthquake (Mw 7.7, 2005, northern Chile) : A slab-pull event with horizontal fault plane constrained from seismologic and geodetic observations*. Geophysical Research Letter, vol. 33, page 22308, doi : 10.1029/2006GL027710, novembre 2006. (Cité en page 127.)
- [Pollitz et al., 2011] Pollitz, F. F., Brooks, B., Tong, X., Bevis, M. G., Foster, J. H., Bürgmann, R., Smalley, Jr., R., Vigny, C., Socquet, A., Ruegg, J.-C., Campos, J., Barrientos, S., Parra, H., Soto, J. C. B., Cimbaro, S., et Blanco, M. *Coseismic slip distribution of the February 27, 2010 Mw 8.8 Maule, Chile earthquake*. Geophysical Research Letters, vol. 38, page 9309, doi : 10.1029/2011GL047065, mai 2011. (Cité en page 127.)
- [Pollitz et al., 2001] Pollitz, F. F., Wicks, C., et Thatcher, W. *Mantle Flow Beneath a Continental Strike-Slip Fault : Postseismic Deformation After the 1999 Hector Mine Earthquake*. Science, vol. 293, pages 1814–1818, doi : 10.1126/science.1061361, septembre 2001. (Cité en page 17.)

- [Prescott et al., 1989] Prescott, W. H., Davis, J. L., et Svarc, J. L. *Global positioning system measurements for crustal deformation - Precision and accuracy*. Science, vol. 244, pages 1337–1340, doi : 10.1126/science.244.4910.1337, juin 1989. (Cité en page 124.)
- [Pritchard et al., 2006] Pritchard, M. E., Ji, C., et Simons, M. *Distribution of slip from 11  $M_w > 6$  earthquakes in the northern Chile subduction zone*. Journal of Geophysical Research (Solid Earth), vol. 111, page 10302, doi : 10.1029/2005JB004013, octobre 2006. (Cité en page 127.)
- [Pritchard et Simons, 2006] Pritchard, M. E. et Simons, M. *An aseismic slip pulse in northern Chile and along-strike variations in seismogenic behavior*. Journal of Geophysical Research (Solid Earth), vol. 111, page 8405, doi : 10.1029/2006JB004258, août 2006. (Cité en page 127.)
- [Pritchard et al., 2002] Pritchard, M. E., Simons, M., Rosen, P. A., Hensley, S., et Webb, F. H. *Co-seismic slip from the 1995 July 30  $M_w = 8.1$  Antofagasta, Chile, earthquake as constrained by InSAR and GPS observations*. Geophysical Journal International, vol. 150, pages 362–376, doi : 10.1046/j.1365-246X.2002.01661.x, août 2002. (Cité en page 127.)
- [Puysségur et al., 2007] Puysségur, B., Michel, R., et Avouac, J.-P. *Tropospheric phase delay in interferometric synthetic aperture radar estimated from meteorological model and multispectral imagery*. Journal of Geophysical Research (Solid Earth), vol. 112, page 5419, doi : 10.1029/2006JB004352, mai 2007. (Cité en page 38.)
- [Rabus, 2003] Rabus, B. *The shuttle radar topography mission a new class of digital elevation models acquired by spaceborne radar*. International Journal of Photogrammetry and Remote Sensing, vol. 57, pages 241–262, doi : 10.1016/S0924-2716(02)00124-7, février 2003. (Cité en pages 35 et 82.)
- [Remy et al., 2003] Remy, D., Bonvalot, S., Briole, P., et Murakami, M. *Accurate measurements of tropospheric effects in volcanic areas from SAR interferometry data : application to Sakurajima volcano (Japan)*. Earth and Planetary Science Letters, vol. 213, pages 299–310, doi : 10.1016/S0012-821X(03)00331-5, août 2003. (Cité en page 37.)
- [Remy et al., 2011] Remy, D., Falvey, M., Bonvalot, S., Chlieh, M., Gabalda, G., Froger, J.-L., et Legrand, D. *Variability of atmospheric precipitable water in northern Chile : Impacts on interpretation of InSAR data for earthquake modeling*. Journal of South American Earth Sciences, vol. 31, pages 214–226, doi : 10.1016/j.jsames.2011.01.003, mars 2011. (Cité en page 127.)
- [Richter, 1935] Richter, C. F. *An instrumental earthquake magnitude scale*. Bulletin of the Seismological Society of America, vol. 25, no. 1, pages 1–32, 1935. (Cité en page 110.)



- [Rosen et al., 2004] Rosen, P. A., Henley, S., Peltzer, G., et Simons, M. *Update Repeat Orbit Interferometry Package Released*. EOS Transactions, vol. 85, pages 47–47, doi : 10.1029/2004EO050004, février 2004. (Cité en pages 48 et 74.)
- [Rucci et al., 2012] Rucci, A., Ferretti, A., Guarnieri, A. M., et Rocca, F. *Sentinel 1 SAR interferometry applications : The outlook for sub millimeter measurements*. Remote Sensing of Environment, vol. 120, pages 156–163, doi : 10.1016/j.rse.2011.09.030, 2012. (Cité en page 16.)
- [Ruch et Walter, 2010] Ruch, J. et Walter, T. R. *Relationship between the InSAR-measured uplift, the structural framework, and the present-day stress field at Lazufre volcanic area, central Andes*. Tectonophysics, vol. 492, pages 133–140, doi : 10.1016/j.tecto.2010.06.003, septembre 2010. (Cité en page 127.)
- [Ruegg et al., 2009] Ruegg, J. C., Rudloff, A., Vigny, C., Madariaga, R., de Chabaliér, J. B., Campos, J., Kausel, E., Barrientos, S., et Dimitrov, D. *Interseismic strain accumulation measured by GPS in the seismic gap between Constitución and Concepción in Chile*. Physics of the Earth and Planetary Interiors, vol. 175, pages 78–85, doi : 10.1016/j.pepi.2008.02.015, juin 2009. (Cité en page 126.)
- [Ruff et Kanamori, 1983] Ruff, L. et Kanamori, H. *Seismic coupling and uncoupling at subduction zones*. Tectonophysics, vol. 99, pages 99–117, doi : 10.1016/0040-1951(83)90097-5, décembre 1983. (Cité en page 116.)
- [Rufino et al., 1998] Rufino, G., Moccia, A., et Esposito, S. *DEM generation by means of ERS tandem data*. IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing, vol. 36, pages 1905–1912, doi : 10.1109/36.729362, novembre 1998. (Cité en page 29.)
- [Ruina, 1983] Ruina, A. *Slip instability and state variable friction laws*. Journal of Geophysical Research, vol. 88, pages 10359–10370, doi : 10.1029/JB088iB12p10359, 1983. (Cité en page 115.)
- [Samsonov, 2010] Samsonov, S. *Topographic correction for ALOS PALSAR Interferometry*. IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing, vol. 48, pages 3020–3027, doi : 10.1109/TGRS.2010.2043739, 2010. (Cité en page 70.)
- [Savage, 1983] Savage, J. C. *A dislocation model of strain accumulation and release at a subduction zone*. Journal of Geophysical Research, vol. 88, pages 4984–4996, doi : 10.1029/JB088iB06p04984, 1983. (Cité en pages 108 et 109.)
- [Scharroo et Visser, 1998] Scharroo, R. et Visser, P. *Precise orbit determination and gravity field improvement for the ERS satellites*. Journal of Geophysical Research, vol. 103, pages 8113–8128, doi : 10.1029/97JC03179, avril 1998. (Cité en page 28.)



- [Schellart et al., 2007] Schellart, W. P., Freeman, J., Stegman, D. R., Moresi, L., et May, D. *Evolution and diversity of subduction zones controlled by slab width*. *Nature*, vol. 446, pages 308–311, doi : 10.1038/nature05615, mars 2007. (Cité en page 104.)
- [Schmidt et Bürgmann, 2003] Schmidt, D. A. et Bürgmann, R. *Time-dependent land uplift and subsidence in the Santa Clara valley, California, from a large interferometric synthetic aperture radar data set*. *Journal of Geophysical Research (Solid Earth)*, vol. 108, page 2416, doi : 10.1029/2002JB002267, septembre 2003. (Cité en pages 43 et 70.)
- [Scholz, 1998] Scholz, C. H. *Earthquakes and friction laws*. *Nature*, vol. 391, pages 37–42, doi : 10.1038/34097, janvier 1998. (Cité en page 114.)
- [Scholz et Campos, 2012] Scholz, C. H. et Campos, J. *The seismic coupling of subduction zones revisited*. *Journal of Geophysical Research (Solid Earth)*, vol. 117, page 5310, doi : 10.1029/2011JB009003, mai 2012. (Cité en page 115.)
- [Shannon, 1949] Shannon, C. E. *Communication in the Presence of Noise*. *Proceedings of the IRE*, vol. 37, no. 1, pages 10–21, doi : 10.1109/JRPROC.1949.232969, janvier 1949. (Cité en page 31.)
- [Shirzaei et Bürgmann, 2012] Shirzaei, M. et Bürgmann, R. *Topography correlated atmospheric delay correction in radar interferometry using wavelet transforms*. *Geophysical Research Letters*, vol. 39, page 1305, doi : 10.1029/2011GL049971, janvier 2012. (Cité en page 38.)
- [Shirzaei et al., 2012] Shirzaei, M., Bürgmann, R., Oncken, O., Walter, T. R., Victor, P., et Ewiak, O. *Response of forearc crustal faults to the megathrust earthquake cycle : InSAR evidence from Mejillones Peninsula, Northern Chile*. *Earth and Planetary Science Letters*, vol. 333, pages 157–164, doi : 10.1016/j.epsl.2012.04.001, juin 2012. (Cité en page 127.)
- [Shirzaei et Walter, 2011] Shirzaei, M. et Walter, T. R. *Estimating the Effect of Satellite Orbital Error Using Wavelet-Based Robust Regression Applied to InSAR Deformation Data*. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, vol. 49, pages 4600–4605, doi : 10.1109/TGRS.2011.2143419, novembre 2011. (Cité en page 35.)
- [Sick et al., 2006] Sick, C., Yoon, M.-K., Rauch, K., Buske, S., Lüoth, S., Araneda, M., Bataille, K., Chong, G., Giese, P., Krawczyk, C., Mechie, J., Meyer, H., Oncken, O., Reichert, C., Schmitz, M., Shapiro, S., Stiller, M., et Wigger, P. *Seismic images of accretive and erosive subduction zones from the Chilean margin, in The Andes*. Springer Berlin, pages 147–169, 2006. (Cité en page 106.)
- [Silbergleit et Prezzi, 2012] Silbergleit, V. et Prezzi, C. *Statistics of major Chilean earthquakes recurrence*. *Natural Hazards*, vol. 62, pages 445–458, doi : 10.1007/s11069-012-0086-8, 2012. (Cité en page 111.)

- [Smith et Weintraub, 1953] Smith, E. K. J. et Weintraub, S. *The Constants in the Equation for Atmospheric Refractive Index at Radio Frequencies*. Journal of Research of the Notional Bureau of Standards, vol. 50, pages 39–41, 1953. (Cité en page 148.)
- [Socquet et al., 2010] Socquet, A., Béjar, M., Vigny, C., Doin, M.-P., Ducret, G. and Carrizo, D., Métois, M., et Peltzer, G. *Modelling the source of the Maule Mw8.8 earthquake and early afterslip using GPS and InSAR data. Giant earthquakes and their tsunamis*. AGU Chapman Conference, vol. 48, 2010. (Cité en page 127.)
- [Somoza, 1998] Somoza, R. *Updated Nazca (Farallon)-South America relative motions during the last 40 My : implications for mountain building in the central Andean region*. Journal of South American Earth Sciences, vol. 11, pages 211–215, doi : 10.1016/S0895-9811(98)00012-1, mai 1998. (Cité en page 107.)
- [Tarantola et Valette, 1982] Tarantola, A. et Valette, B. *Generalized Nonlinear Inverse Problems Solved Using the Least Squares Criterion (Paper 1R1855)*. Reviews of Geophysics and Space Physics, vol. 20, page 219, doi : 10.1029/RG020i002p00219, mai 1982. (Cité en page 169.)
- [Tassara, 2005] Tassara, A. *Interaction between the Nazca and South American plates and formation of the Altiplano Puna plateau : Review of a flexural analysis along the Andean margin (15 34S)*. Tectonophysics, vol. 399, pages 39–57, doi : 10.1016/j.tecto.2004.12.014, avril 2005. (Cité en page 104.)
- [Team, 2009] Team, A. G. V. *ASTER Global DEM Validation Summary Report*. METI NASA and USGS In cooperation with NGA and Other Collaborators, no. June 2009, page 28, 2009. (Cité en page 29.)
- [Tichelaar et Ruff, 1991] Tichelaar, B. W. et Ruff, L. J. *Seismic coupling along the Chilean Subduction Zone*. Journal of Geophysical Research, vol. 96, pages 11997–12022, doi : 10.1029/91JB00200, 1991. (Cité en page 116.)
- [Tong et al., 2010] Tong, X., Sandwell, D., Luttrell, K., Brooks, B., Bevis, M., Shimada, M., Foster, J., Smalley, Jr., R., Parra, H., Báez Soto, J. C., Blanco, M., Kendrick, E., Genrich, J., et Caccamise, II, D. J. *The 2010 Maule, Chile earthquake : Downdip rupture limit revealed by space geodesy*. Geophysical Research Letters, vol. 37, page 24311, doi : 10.1029/2010GL045805, décembre 2010. (Cité en page 127.)
- [Touzi, 2002] Touzi, R. *A review of speckle filtering in the context of estimation theory*. IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing, vol. 40, pages 2392–2404, doi : 10.1109/TGRS.2002.803727, novembre 2002. (Cité en page 39.)
- [Trouvé et al., 2011] Trouvé, E., Nicolas, J., Ferro Famil, L., Gay, M., Pinel, V., Doin, M., Méger, N., Lasserre, C., Mauris, G., Vernier, F., Fallourd, R., Yan, Y., Harant, O., et Jolivet, R. *EFIDIR : extraction et fusion d’informations pour la mesure de déplacements*

- par imagerie radar*. *Traitement du Signal*, vol. 28, pages 375–416, doi : 10.3166/ts.28.375-416, 2011. (Cité en page 47.)
- [Trouvé et al., 2007] Trouvé, E., Vasile, G., Gay, M., Bombrun, L., Grussenmeyer, P., Landes, T., Nicolas, J.-M., Bolon, P., Petillot, I., Julea, A., Valet, L., Chanussot, J., et Koehl, M. *Combining Airborne Photographs and Spaceborne SAR Data to Monitor Temperate Glaciers : Potentials and Limits*. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, vol. 45, pages 905–924, doi : 10.1109/TGRS.2006.890554, avril 2007. (Cité en page 18.)
- [Tse et Rice, 1986] Tse, S. T. et Rice, J. R. *Crustal earthquake instability in relation to the depth variation of frictional slip properties*. *Journal of Geophysical Research*, vol. 91, pages 9452–9472, doi : 10.1029/JB091iB09p09452, 1986. (Cité en page 108.)
- [Tupin et Roux, 2005] Tupin, F. et Roux, M. *Markov Random Field on Region Adjacency Graph for the Fusion of SAR and Optical Data in Radargrammetric Applications*. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, vol. 43, pages 1920–1928, doi : 10.1109/TGRS.2005.852080, août 2005. (Cité en page 29.)
- [Usai, 2003] Usai, S. *A least squares database approach for SAR interferometric data*. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, vol. 41, pages 753–760, doi : 10.1109/TGRS.2003.810675, avril 2003. (Cité en pages 43 et 70.)
- [Uyeda, 1984] Uyeda, S. *Subduction zones : Their diversity, mechanism and human impacts*. *GeoJournal*, vol. 8, pages 381–406, 1984. 10.1007/BF00185938. (Cité en page 103.)
- [Vigny et al., 2009] Vigny, C., Rudloff, A., Ruegg, J.-C., Madariaga, R., Campos, J., et Alvarez, M. *Upper plate deformation measured by GPS in the Coquimbo Gap, Chile*. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, vol. 175, pages 86–95, doi : 10.1016/j.pepi.2008.02.013, juin 2009. (Cité en page 126.)
- [Vigny et al., 2011] Vigny, C., Socquet, A., Peyrat, S., Ruegg, J.-C., Métois, M., Madariaga, R., Morvan, S., Lancieri, M., Lacassin, R., Campos, J., Carrizo, D., Bejar-Pizarro, M., Barrientos, S., Armijo, R., Aranda, C., Valderas-Bermejo, M.-C., Ortega, I., Bondoux, F., Baize, S., Lyon-Caen, H., Pavez, A., Vilotte, J. P., Bevis, M., Brooks, B., Smalley, R., Parra, H., Baez, J.-C., Blanco, M., Cimbaro, S., et Kendrick, E. *The 2010  $M_w$  8.8 Maule Megathrust Earthquake of Central Chile, Monitored by GPS*. *Science*, vol. 332, pages 1417–, doi : 10.1126/science.1204132, juin 2011. (Cité en page 119.)
- [Wdowinski et al., 2004] Wdowinski, S., Amelung, F., Miralles-Wilhelm, F., Dixon, T. H., et Carande, R. *Space-based measurements of sheet-flow characteristics in the Everglades wetland, Florida*. *Geophysical Research Letter*, vol. 31, page 15503, doi : 10.1029/2004GL020383, août 2004. (Cité en page 18.)

- [Webley et al., 2002] Webley, P. W., Bingley, R. M., Dodson, A. H., Wadge, G., Waugh, S. J., et James, I. N. *Atmospheric water vapour correction to InSAR surface motion measurements on mountains : results from a dense GPS network on Mount Etna*. Physics and Chemistry of the Earth, vol. 27, pages 363–370, doi : 10.1016/S1474-7065(02)00013-X, 2002. (Cité en page 38.)
- [Wegener, 2002] Wegener, A. *The origins of continents . Geol Rundsch 3 :276-292*. International Journal of Earth Sciences, vol. 91, pages 4–17, doi : 10.1007/s00531-002-0271-1, 2002. (Cité en page 102.)
- [Wegmuller et Werner, 1995] Wegmuller, U. et Werner, C. L. *SAR interferometric signatures of forest*. IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing, vol. 33, pages 1153–1161, doi : 10.1109/36.469479, septembre 1995. (Cité en page 18.)
- [Wells et Coppersmith, 1994] Wells, D. L. et Coppersmith, K. J. *New Empirical Relationships among Magnitude, Rupture Length, Rupture Width, Rupture Area, and Surface Displacement*. Bulletin of the Seismological Society of America, vol. 84, no. 4, pages 974–S002, 1994. (Cité en page 191.)
- [Wright et al., 2001] Wright, T., Parsons, B., et Fielding, E. *Measurement of interseismic strain accumulation across the North Anatolian Fault by satellite radar interferometry*. Geophysical Research Letters, vol. 28, pages 2117–2120, doi : 10.1029/2000GL012850, mai 2001. (Cité en page 41.)
- [Wright, 2002] Wright, T. J. *Remote monitoring of the earthquake cycle using satellite radar interferometry*. Royal Society of London Philosophical Transactions Series A, vol. 360, pages 2873–2888, doi : 10.1098/rsta.2002.1094, décembre 2002. (Cité en page 17.)
- [Wright et al., 2006] Wright, T. J., Ebinger, C., Biggs, J., Ayele, A., Yirgu, G., Keir, D., et Stork, A. *Magma-maintained rift segmentation at continental rupture in the 2005 Afar dyking episode*. Nature, vol. 442, pages 291–294, doi : 10.1038/nature04978, juillet 2006. (Cité en page 17.)
- [Xia et al., 2003] Xia, Y., Michel, G. W., Reigber, C., Klotz, J., et Kaufmann, H. *Seismic unloading and loading in northern central Chile as observed by differential Synthetic Aperture Radar Interferometry (D-INSAR) and GPS*. International Journal of Remote Sensing, vol. 24, pages 4375–4391, doi : 10.1080/0143116031000068196, novembre 2003. (Cité en page 127.)
- [Zebker et Goldstein, 1986] Zebker, H. A. et Goldstein, R. M. *Topographic mapping from interferometric synthetic aperture radar observations*. Journal of Geophysical Research, vol. 91, pages 4993–4999, doi : 10.1029/JB091iB05p04993, avril 1986. (Cité en page 16.)

- [Zebker et Villasensor, 1992] Zebker, H. A. et Villasensor, J. *Decorrelation in interferometric radar echoes*. IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing, vol. 30, pages 950–959, doi : 10.1109/36.175330, septembre 1992. (Cité en page [71](#).)
- [Zebker et al., 1994] Zebker, H. A., Werner, C. L., Rosen, P. A., et Hensley, S. *Accuracy of topographic maps derived from ERS-1 interferometric radar*. IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing, vol. 32, pages 823–836, doi : 10.1109/36.298010, juillet 1994. (Cité en page [29](#).)
- [Zhou et al., 2009] Zhou, X., Chang, N.-B., et Li, S. *Applications of SAR Interferometry in Earth and Environmental Science Research*. Sensors, vol. 9, no. 3, pages 1876–1912, doi : 10.3390/s90301876, 2009. (Cité en page [17](#).)

# Table des figures

1.1	Représentation du satellite Envisat et des différents modes d'acquisition disponibles pour le radar ASAR avec leur principales caractéristiques (crédit ESA).	15
1.2	Couverture du journal Nature publié en juillet 1993 montrant un interférogramme produit par une paires d'images SAR d'ERS-1 prises avant et après le tremblement de terre de Landers (Mw 7.3). Chaque frange correspond à un déplacement de 2,8 cm et les dimensions de l'image sont d'environ $90 \times 90$ km.	16
1.3	Effets de distortion géométrique due à l'angle de visée latérale lors de l'acquisition d'image SAR (a) raccourcissement (b) recouvrement et (c) ombrage (selon le site <a href="http://www.radartutorial.eu">www.radartutorial.eu</a> ).	19
1.4	Spectre d'absorption dans l'atmosphère.	20
1.5	Spectre electromagnétique incluant le détail des principales bandes de fréquences utilisées en imagerie SAR.	21
1.6	Principe de fonctionnement de la synthèse d'ouverture : un point au sol est vu à plusieurs reprises par l'imageur SAR.	22
1.7	Géométrie d'acquisition d'une paire d'images radar et définition des lignes de base parallèles et perpendiculaires. Les deux images sont définies par le passage du satellite illuminant la même surface au sol à deux instants différents. Les lignes de bases parallèles et perpendiculaires tiennent compte de la différence de position des satellites entre les deux acquisitions.	27
1.8	Décorrélation spatiale en range et en azimuth. Le changement d'angle de vue en (a) entraîne un shift de fréquence de la réflectivité (c). La variation du "squint" (b) provoque lui un décalage de la fréquence doppler centroïde (fréquence centrale du spectre Doppler) (d) (crédit Rocca et al.).	30
1.9	Exemple de la mesure de phase avant (a) et après (b) déroulement.	32
1.10	Effets des principales contributions de la phase sur différents interférogrammes du Chili. On voit particulièrement des effets liés aux erreurs orbitales (b), topographiques (c), orbitales et atmosphériques (d) et issus d'un bruit de phase (e). La déformation en (a) est celle du séisme de Maule.	34
1.11	Représentation des différentes couches de l'atmosphère traversées par l'onde radar. Les courbes de température et de densité des électrons libres sont représentées en fonction de l'altitude, jusqu'à 600 km (soit approximativement la limite de l'atmosphère terrestre). À noter que les altitudes de chaque strate sont données à titre indicatif et qu'elles varient selon la zone d'intérêt.	36



1.12	Effets du multi-looking sur un interférogramme du Nord Chili obtenue sur la track 325 avec une ligne de base temporelle proche de 2 ans et une ligne de base perpendiculaire autour de 380 m. Le premier interférogramme (a) est moyenné d'un facteur 4 et les suivants sont successivement lookés d'un facteur 2 supplémentaire. . . . .	40
1.13	Comparaison entre les méthodes SBAS (a et b) et PS (c et d). Les images (b) et (c) représentent les réseaux d'interférogrammes : chaque point rouge correspond à une acquisition tandis que les lignes relient les images formant les interférogrammes. Les dessins dans (a) et (d) sont une représentation graphique des contributions des réflecteurs contenus dans une cellule de résolution. Les graphiques en dessous représentent l'évolution de la phase de ces pixels sur un échantillon de 100 acquisitions (crédit Hooper). . . . .	45
1.14	Comparaison des méthodes PS (a) et SqueeSAR (b) d'une zone alpine à l'aide de 69 images radarsat . Les points PS et DS sont projetés sur une carte fournie par google earth. (crédit TRE) . . . . .	46
1.15	Présentation de la chaîne automatique NSBAS : les différentes étapes mentionnées sont basées en partie sur des modules ROI-PAC, ré-arrangés et combinés à de nouvelles routines. . . . .	47
1.16	Apport de la chaîne NSBAS (b) pour la génération d'un interférogramme formé par deux images ENVISAT prises avant et après le séisme du Maule au Chili par rapport à l'algorithme ROI-PAC (a). On note, avec l'utilisation de NSBAS, un gain de cohérence non négligeable qui a notamment pour effet de faire apparaître des franges d'interférences qui restent "invisibles" (car trop bruitées) dans les interférogrammes générés par la chaîne ROI-PAC. . . . .	53
2.1	Topographie de notre zone d'étude au Chili (d'une dimension d'environ $500 \times 1000$ km) et agrandissements sur les principales régions d'intérêts. . . . .	59
2.2	Réseaux interférométriques concernant les 4 tracks ENVISAT que nous avons étudiés au Chili (cf Fig. 3.13 pour les emprises des tracks). Chaque point correspond à une acquisition et les lignes les reliant définissent les interférogrammes qui ont été générés. . . . .	60
2.3	Effet de l'augmentation de la ligne de base perpendiculaire sur la cohérence spatiale d'interférogrammes à courte ligne de base temporelle, inférieure à 2 mois (a). Ceux-ci sont générés en utilisant des données ENVISAT couvrant une partie de la chaîne Himalayenne. L'amplitude d'un des interférogrammes est également montrée (b) afin de rendre compte de l'effet du relief. . . . .	61

2.4	Effets topographiques sur la phase interférométrique avec des interférogrammes différentiels générés autour du lac de Serre Ponçon (a) et dans la région du lac de Siling Co au Tibet (b) et (c) . . . . .	63
2.5	Topographie de notre zone d'étude autour du lac de Serre Ponçon. . . . .	64
2.6	Comparaison entre la simulation de MNT générée par ROI-PAC sans sur-échantillonnage (a,c) ou avec (b,d) que nous avons réalisé. (a,b) projection du MNT dans les cases radar et (c,d) après interpolation. . . . .	66
2.7	Comparaison entre les interférogrammes générés par ROI-PAC (a) et par sur-échantillonnage du MNT et sélection des points hauts (b). . . . .	67
2.8	Localisation de notre zone de test représentée sur le MNT SRTM. Le rectangle correspond à l'empreinte de la track ENVISAT 219 que nous avons utilisée dans cette étude . . . . .	68
2.9	Organigramme de l'algorithme de correction de MNT : à partir de la série d'interférogrammes enroulés et des cartes de cohérence spatiale moyennées, on contruit une carte d'erreur de MNT et une carte de cohérence temporelle. . . . .	69
2.10	(a) SRTM relief map of the study area. (b) Temporal coherence. . . . .	75
2.11	Interferometric network. Each line linking SAR images represents a computed interferogram while the dark lines show the interferograms selected to process DEM corrections. . . . .	76
2.12	(a) Map of the DEM error coefficient (in rad/m) (b) Map of the temporal coherence. (c) Original differential interferogram with a perpendicular baseline of 300 m and a temporal baseline of 35 days. (d) Interferogram after DEM error correction. (a-d) Zoom location shown on Fig. 2.10. (e,f) Comparison of the unwrapped phase before (e) and after (f) DEM correction in (zoom location shown on Fig. 2.10). The cuts are overlaid in white on the unwrapped interferograms and on the grey areas that have not been reached by the unwrapping algorithm. . . . .	77
2.13	Effect of DEM correction on phase scatter and on the number of residues. (a) The reduction of local phase scatter (blue) and of the number of residues (red) before and after DEM error correction is displayed as a function of the temporal coherence averaged in subwindows, for the interferogram shown on Fig. 2.11. The histogram of temporal coherence averaged in $20 \times 20$ windows is shown in black. (b) Average phase scatter reduction (in blue) and average ratio of the number of residues (in red) as a function of perpendicular baseline. Each circle represents an interferogram and its size is inversely proportional to the temporal baseline. The filled circles correspond to the example shown in panel (a). . . . .	78

2.14	Effet des corrections topographiques montrées sur 3 interférogrammes complets de la track 119 . . . . .	80
2.15	Comparaison entre les cartes de cohérence spatiale (a) et temporelle (b), et distribution de la hauteur des erreurs de MNT dans une échelle semi-log (c) . . . . .	81
2.16	Localisation de la zone d'étude autour du lac du Siling Co au Tibet représentée sur le MNT SRTM (a) et réseau interférométrique utilisé dans l'estimation de l'erreur de MNT (b). Sur la carte (a), le rectangle correspond à l'empreinte de la track ENVISAT 219 que nous avons utilisée dans cette étude. . . . .	86
2.17	Correction de l'erreur de MNT autour du lac Siling Co : Cartes de coefficient de l'erreur de MNT (en rad/m) (a) et de la cohérence temporelle (b); interférogramme différentiel avant (c) et après (d) correction de l'erreur locale de MNT. . . . .	87
2.18	Localisation de la track située au Sud Est de Taiwan, représentée sur le MNT SRTM (a) et réseau d'interférogramme associé (b). . . . .	89
2.19	Carte des coefficients de l'erreur de MNT en utilisant différentes cartes de cohérence en entrée de l'algorithme (avec en "sous-couche" les cartes de cohérence). . . . .	90
2.20	Résultats de la correction d'erreur de MNT au Sud Ouest de Taïwan : cartes de coefficient de l'erreur de MNT (en rad/m) (b) et de la cohérence temporelle; interférogramme différentiel avant (c) et après (d) correction de l'erreur locale de MNT. . . . .	91
2.21	Comparaison du MNT avant et après correction de l'erreur topographique (zoom). Chaque frange de couleur représente une marche topographique de 100 m (à noter que le SRTM est généré en bande C, donc en se limitant à la canopée, tandis que les données de Taiwan sont en bande L, avec un centre de phase plus bas). . . . .	92
2.22	Carte de cohérence temporelle et image google earth associée. La carte de cohérence est une information sur la fiabilité de la correction employée. Les zones sombres correspondent à des régions de faible cohérence tandis que les zones claires sont elles des régions à forte cohérence. À noter que l'emprise google-earth n'est pas exactement identique à l'image radar. . . . .	93
2.23	Comparaison entre le MNT original (à gauche), corrigé (au centre) et l'image google earth (à droite) correspondante. À noter que l'emprise google-earth n'est pas exactement identique à l'image radar. . . . .	94
2.24	Représentation des corrections d'erreur de MNT. Les images google earth (a et b) permettent de visualiser les anomalies de hauteur issues du MNT corrigé (à gauche). . . . .	94

2.25	Interférogrammes générés pour les 4 tracks du Chili représentés par leur ligne de base temporelle en fonction de leur ligne de base perpendiculaire. . . . .	96
2.26	Résultat des corrections topographiques pour les tracks ENVISAT traitées au Chili avec de haut en bas les tracks 53,96,282 et 325. La colonne (a) représente les cartes de coefficient de l'erreur de MNT, la colonne (b) les cartes de cohérences temporelles et les colonnes (c) et (d) respectivement des exemples d'interférogrammes avant et après correction de l'erreur de MNT. . . . .	97
3.1	Représentation schématique des subductions de Types Mariannes et de Types Chiliennes montrant leurs différences fondamentales en terme de géométrie et de compositions engendrant des comportements particuliers (crédit : CNRS).	103
3.2	Topographie et géologie de la subduction centre chilienne modifiée d'après [Armijo et al., 2010] mettant en évidence les variations de structures de la chaîne andine. La Section A est faite au niveau de l'Altiplano et s'étend sur près de 1000 km de large tandis que la Section B montre l'amincissement latéral de la cordillère. . . . .	105
3.3	Modèle simplifié du cycle sismique : on note le soulèvement à l'aplomb de la zone bloquée lors de la phase intersismique, dont la durée peut varier de plusieurs dizaines à plusieurs centaines d'années (a) et le brusque relâchement (de l'ordre de quelques secondes) des contraintes lors de la phase cosismique (à droite). . . . .	109
3.4	Représentation de la segmentation de la subduction Chilienne d'après [Métois et al., 2012]. À gauche est représentée la sismicité actuelle (entre 1990 et 2012) et à droite la sismicité historique des grandes ruptures permettant de délimiter des barrières d'intersegment (en marron) rarement franchies par des ruptures et des frontières plus lâches (en jaune). . . . .	113
3.5	Modèle de stabilité en fonction de la profondeur et du paramètre (a-b) pour une zone de subduction, d'après [Scholz, 1998] . . . . .	114
3.6	Variation de la sismicité d'après les catalogues fournis par l'USGS et complétée par le catalogue chilien en fonction des années entre 1973 et 2012. . . . .	118
3.7	Caractéristiques géographiques de notre zone d'étude entre 25°S et 35°S (crédit : educarchile). . . . .	120
3.8	Sismotectonique de la région encadrant notre zone d'intérêt d'après [Métois et al., 2012]. . . . .	121
3.9	Principale problématique du fonctionnement du système GPS pour des mesures géodésiques : l'ambiguïté du signal. La mesure de pseudo-distance en utilisant le code est remplacée par la mesure de phase de l'onde porteuse (onde sinusoïdale à plus petite longueur d'onde). . . . .	123

- 3.10 État des stations GPS continues et de campagne sur notre zone d'étude : globales au moment du début de la thèse (à gauche) avec les stations gérées pour la plupart d'entre elles et/ou utilisées par le groupe LiA (en orange) et les autres stations permanentes (en bleu) ou de campagnes (en vert); et les données supplémentaires utilisées par le LiA fin 2012 (à droite) avec les nouvelles campagnes menées par le LiA (en orange) et les anciennes stations qui ont été utilisées qu'elles soient permanentes (en bleu) ou de campagne (en vert). . . . . 125
- 3.11 Acquisitions ERS effectuées entre le 22 et le 29 mars 2010, comprenant notamment trois tracks enregistrées au Chili (deux descendantes et une ascendante). La position des récepteurs au sol est matérialisée par des croix bleues et l'étendue de leur zone d'action par des cercles de même couleur. . . . . 129
- 3.12 Ensemble des données ERS archivées par l'ESA et traitées durant cette thèse pour les tracks (d'Ouest en Est) 325, 53 et 282. L'emprise des frames utilisées le long des tracks précédemment citées est réalisée sur une carte du Chili (à gauche), tandis que les graphiques (à droite) représentent la position et la taille des images acquises en fonction de leur date d'acquisition. De plus, les triangles rouges correspondent à la position approximative des foyers des principaux séismes couvrant les périodes d'acquisition (Punitaqui Mw 7.1 en octobre 1997, le swarm de Copiapo à partir de fin avril 2006 et le séisme du Maule Mw 8.8 en février 2010), et les traits en rouge imagent l'étendue des ruptures. . . . . 131
- 3.13 Ensemble des données ENVISAT archivées par l'ESA et traitées durant cette thèse pour les tracks (d'Ouest en Est) 96,325, 53 et 282. L'emprise des images utilisées le long des tracks précédemment citées est réalisée sur une carte du Chili (à gauche), tandis que les graphiques (à droite) représentent la position et la taille des images en fonction de leur date d'acquisition. De plus, les triangles rouges correspondent à la position approximative des foyers des principaux séismes couvrant les périodes d'acquisition (le swarm de Copiapo à partir de fin avril 2006 et le séisme du Maule Mw 8.8 en février 2010), et les traits en rouge imagent l'étendue des ruptures. . . . . 132
- 4.1 Histogramme du nombre de séismes en fonction du temps et distribution des séismes en fonction du temps entre 1973 et 2012 (a). Évolution de la sismicité et du nombre d'événements cumulés autour de l'épisode de 2006 (b). . . . . 138

4.2	Évolution de la sismicité d'après le catalogue donnée par l'USGS entre 1973 et 2012 et complétée par le catalogue chilien à partir de 2008. Chaque séisme est représenté par un cercle dont la position est celle de son épicentre, dont la couleur dépend de sa profondeur et dont la taille est fonction de sa magnitude.	139
4.3	Ensemble des événements de l'essaim représentés par leur magnitude en fonction du temps. . . . .	140
4.4	Détermination de la "b-value" selon la loi de Gutenberg Richter pour le swarm de Copiapo en 2006 avec la magnitude de complétude estimée à 4.0. . . . .	141
4.5	Comparaison entre une coregistration avec une seule image maîtresse (en violet) ou plusieurs images sous-maîtresses (en noir). Les réseaux sont représentés en (a) et leur répartition en baseline perpendiculaire vs baseline temporelle des couples d'images utilisées pour la coregistration est visible en (b). . . . .	143
4.6	Ensemble des 55 interférogrammes générés et traités sur la track 96 ENVISAT classés en fonction des dates d'acquisitions. . . . .	144
4.7	Exemples de corrections atmosphériques en utilisant ERA Interim sur 7 interférogrammes totalement indépendants. Chaque exemple est représenté avec de gauche à droite l'interférogramme d'origine, le modèle atmosphérique prédit par ERA-I et l'interférogramme corrigé. Si la correction à petite longueur d'onde paraît acceptable pour les interférogrammes (a) et (b), elle rajoute du bruit pour les interférogrammes (e) et (f). Enfin on note des effets de "rampes" pour les cas (b) et (c) et mixtes pour le cas (g). . . . .	147
4.8	Détermination de la rampe orbitale en portée, variable linéairement en fonction de l'azimut : les points en noir correspondent à l'estimation du cycle de phase par unité de largeur de la track dans chacune des régions en range et en azimut, les points en rouge représentent les valeurs médianes estimées pondérées par la cohérence et la courbe en turquoise la régression linéaire en fonction de l'azimut. . . . .	150
4.9	Exemples de corrections orbitales sur 4 interférogrammes totalement indépendants. Les corrections montrent des rampes conséquentes sur des interférogrammes où la déformation tectonique est négligeable (a) et (b) et sur des interférogrammes comprenant le swarm de Copiapo (c) et (d). . . . .	151
4.10	Exemples de corrections topographiques : les interférogrammes avant et après correction sont présentés en fonction de leur ligne de base perpendiculaire croissante entre 62 et 584 m. . . . .	152



4.11 Filtrage par moyenne sur fenêtre glissante dont la taille dépend de la cohérence. L'interférogramme initial et la carte de cohérence associée sont reproduits en (a) et (b). L'ensemble des figures en (c) représente les résultats des différents filtres classés en fonction de la dimension des fenêtres utilisées (de gauche à droite : $2 \times 2$ , $3 \times 3$ , $4 \times 4$ , $6 \times 6$ , $9 \times 9$ , $12 \times 12$ , $15 \times 15$ et $20 \times 20$ ). Enfin la figure (d) montre le résultat final du filtrage. . . . .	153
4.12 Phase enroulée (en noir) et déroulée (en rouge) le long du range, à la latitude de Copiapo, pour un interférogramme comprenant l'essai sismique de 2006. . . . .	155
4.13 Exemple de correction de rampe en azimuth effectuée sur deux interférogrammes ayant une image en commun. On utilise un fit cubique pour l'exemple de gauche et un fit quadratique pour celui de droite. Les points représentés en noir représentent la zone de Copiapo (entre les pixels 580 et 780 en azimuth) et les outliers. . . . .	156
4.14 Corrections orbitales en azimuth (a) et en range (b) pour l'ensemble des interférogrammes. À noter que les corrections en range sont linéaires et que les ruptures de pentes pour certaines images correspondent à la variation de la dimension des interférogrammes comprenant cette date. . . . .	157
4.15 Exemples de corrections de rampes orbitales pour un interférogramme sans (a) et avec (b) le swarm de Copiapo. Pour chaque exemple nous avons de gauche à droite : l'interférogramme d'origine, la rampe azimuthale, l'interférogramme après correction de cette rampe, la rampe en range et enfin l'interférogramme final. . . . .	157
4.16 Comparaison des données avant et après la série de traitements que nous venons de discuter. Les exemples concernent des couples de dates indépendantes les uns des autres et encadrant le swarm de Copiapo. Elles sont représentées par l'interférogramme d'origine enroulé, à gauche, et par l'interférogramme déroulé (mais représenté en cycle de phase) et corrigé des multiples perturbations, à droite. . . . .	158
4.17 Séries temporelles de la track 96 entre 20040209 et 20090831 en prenant comme référence l'image 20050926, la plus proche des images pre-swarm. Cela permet ainsi de distinguer la phase co-sismique. . . . .	160
4.18 Séries temporelles de la track 96 entre 20040209 et 20090831 en prenant comme référence l'image 20071210. Cette fois, nous pouvons observer l'effet de la déformation post-sismique. . . . .	160

4.19	(a) Taux en pourcentage des valeurs propres de l'ACP en fonction de ses composantes : la première composante représente la majeure partie du signal. (b) Vecteur propre correspondant à la première composante de l'ACP en fonction du temps (après correction de la série temporelle). . . . .	163
4.20	Projection des variables par rapport au plan factoriel. En utilisant les trois premières composantes : couples (1,2) en a, (1,3) en b et (2,3) en c. . . . .	164
4.21	Cartes générées d'après les premières composantes de l'ACP : première (a) seconde (b) et troisième (c) composantes. . . . .	165
4.22	Modélisation du signal de déformation par une fonction du temps : terme constant (a) vitesse intersismique (b) "offset" cosismique (c) et amplitude du postsismique sur une période d'un an et demi après l'essai sismique (d). . .	166
4.23	Modélisation du signal de déformation par une fonction du temps : terme constant (a) "offset" cosismique (b) et amplitude du postsismique sur une période d'un an et demi après l'essai sismique(c) . . . . .	167
4.24	Géométrie du modèle de faille utilisé avec une dislocation rectangulaire dans un espace semi-infini. À noter que nous n'avons pas représenté l'ouverture qui est définie comme étant nulle dans notre cas. . . . .	168
4.25	Composantes GPS à la station continue de Copiapo décomposées dans les directions Est (en hat) et Nord (en bas) avec les ajustements co-, post- et inter-sismique. À la date de l'essai sismique de Copiapo, on constate un saut de la déformation significatif pour la composante Est et moindre pour la composante Nord. En ce qui concerne l'effet du post-sismique, il est très faible pour la composante Est et n'apparaît pas dans la composante Nord. . .	170
4.26	Modélisation de la déformation co-sismique du swarm de Copiapo en fonction de la ligne de visée du satellite. La carte des données InSAR issue du traitement en série temporelle est représentée en (a) avec l'ensemble des séismes identifiés comme faisant partie du swarm de Copiapo. Le modèle co-sismique est projeté en LOS dans la figure (b). Enfin, la figure (c) montre le résidu obtenu en soustrayant le modèle aux données. . . . .	171
4.27	La figure (a) montre l'inversion du glissement co-sismique sur le plan de faille discrétisé. On représente dans la partie supérieure de la figure (b) les données, le modèle et le résidu de l'inversion (avec le sous-échantillonnage des données), et dans la partie inférieure le profil du déplacement à la latitude de Copiapo. . .	172

4.28	Modélisation de la déformation post-sismique du swarm de Copiapo en fonction de la ligne de visée du satellite. La carte des données InSAR issue du traitement en série temporelle est représentée en (a) avec l'ensemble des séismes identifiés comme faisant partie du swarm de Copiapo. Le modèle post-sismique est projeté en LOS dans la figure (b) avec en transparence la géométrie du patch de glissement. Enfin, la figure (c) montre le résidu obtenu en soustrayant le modèle aux données. . . . .	173
4.29	La figure (a) montre l'inversion du glissement post-sismique sur le plan de faille discrétisé. On représente dans la partie supérieure de la figure (b) les données, le modèle et le résidu de l'inversion (avec le sous-échantillonnage des données), et dans la partie inférieure le profil du déplacement à la latitude de Copiapo. . . . .	174
5.1	Histogramme et distribution du nombre de séismes en fonction du temps et distribution des séismes en fonction du temps entre 1973 et 2012 (a). Évolution de la sismicité et du nombre d'événements cumulés autour des événements de 1997 (b) . . . . .	176
5.2	Évolution de la sismicité d'après le catalogue donné par l'USGS entre 1973 et 2012 et complété par le catalogue chilien à partir de 2008. Chaque séisme est représenté par un cercle dont la position est celle de son épicentre, dont la couleur dépend de sa profondeur et dont la taille est fonction de sa magnitude. 177	
5.3	Problématique de l'effet doppler pour la track 53 : la figure (a) montre l'ensemble des fréquences doppler en fonction de la position du pixel en distance tandis que la figure (b) représente les pentes du doppler pour chaque image en fonction de leur doppler 0. Les lignes continues représentent la relation $\frac{d(\text{doppler})}{dr}$ en fonction du doppler 0, modulo 1 en doppler 0. . . . .	178
5.4	Sélection des images en fonction de leur fréquence doppler : les dopplers sont réajustés par rapport à la Fig. 5.3 en (a) et l'on retient les images encerclées d'une ellipse bleue en (b). . . . .	179
5.5	Comparaison entre une coregistration avec une seule image maîtresse (en violet) ou plusieurs images sous-maîtresse (en noir). Les réseaux sont représentés en (a) et leur répartition en baseline perpendiculaire vs baseline temporelle est visible en (b). . . . .	180
5.6	Réseau interférométrique pour la track ERS 53, incluant les images post 2000, en (a). Les points rouges représentent les images qui n'ont pas été utilisées étant donné leur fréquence doppler. En (b) on représente la distribution des interférogrammes représentés par leur ligne de base perpendiculaire en fonction de leur ligne de base temporelle. . . . .	180

5.7	Interférogrammes différentiels bruts générés sur la track 53 en utilisant toutes les acquisitions ERS disponibles après la sélection du doppler. Le grand nombre de franges en azimuth pour certains interférogrammes est due aux variations de PRF. . . . .	181
5.8	Correction empirique de la contribution atmosphérique stratifiée. Exemple d'un interférogramme à faible $B_{\perp}$ (50 m) et $B_{temp}$ (4 mois) avant (a) et après (b) correction. Le graphique en (c) représente le gradient $d\phi/dz$ . La couleur des points est fonction de l'azimut (rouge au Nord vers bleu foncé au Sud). On trace également la fonction du fit empirique ( $f(z)$ ) utilisée pour trois segments le long de l'azimut. On voit dans cet exemple une forte variabilité du gradient de phase avec la topographie, du Nord au Sud, et des faibles altitudes aux fortes altitudes. . . . .	182
5.9	Corrections successives appliquées sur la track 53 pour trois interférogrammes indépendants couvrant les épisodes sismiques de Punitaqui en 1997. De gauche à droite : interferogramme original, corrigé des rampes en range et azimuth et de l'atmosphère stratifiée, corrigé des erreurs de MNT et filtré. . . . .	184
5.10	Cartes des délais de phase totaux (incluant déformation et atmosphère turbulente) pour chaque acquisition (référence prise en 1999). . . . .	185
5.11	Cartes de la contribution turbulente dans les délais de phase, obtenue en différentiant la phase totale de la phase lissée. On ne peut l'estimer pour les acquisitions isolées en temps (ici en début et fin de série temporelle). . . . .	185
5.12	(a) Taux en pourcentage des valeurs propres de l'ACP en fonction de ses composantes : la première composante représente la majeure partie du signal.(b) Vecteurs propres de la première composante de l'ACP en fonction du temps. L'évolution tracée "à la main" est segmentée en trois parties distinctes. . . . .	187
5.13	Projection des variables par rapport au plan factoriel. En utilisant les trois premières composantes : couples (1,2) en a, (1,3) en b et (2,3) en c. . . . .	187
5.14	Cartes générées d'après les premières composantes de l'ACP : première (a) seconde (b) et troisième (c)composante. . . . .	188
5.15	Modélisation du signal de déformation par une fonction du temps : terme constant (a), "offset" cosismique (b), et déformation intersismique en rad/an (c). Positif en LOS en s'éloignant du satellite, i.e., on voit du soulèvement co-simique vers $[-31; -71]$ et du soulèvement Intersismique vers $[-31.5; -71]$ et vers $[-28.5; -70.5]$ . . . . .	189

5.16	Modèle n°1 : Modélisation de la déformation co-sismique de la succession d'épisodes à Punitaqui en 1997 en fonction de la ligne de visée du satellite. La carte des données InSAR issue du traitement en série temporelle est représentée en (a). Le modèle co-sismique est projeté en LOS dans la figure (b) avec la position des trois dislocations et le mécanisme au foyer associé aux événements majeurs. Enfin, la figure (c) montre le résidu obtenu en soustrayant le modèle aux données. . . . .	191
5.17	Modèle n°2 : Modélisation de la déformation co-sismique de la succession d'épisode à Punitaqui en 1997 en fonction de la ligne de visée du satellite. La carte des données InSAR issue du traitement en série temporelle est représentée en (a). Le modèle co-sismique est projeté en LOS dans la figure (b) avec la position des trois dislocations et le mécanisme au foyer associé aux événements majeurs. Enfin, la figure (c) montre le résidu obtenu en soustrayant le modèle aux données. . . . .	192
5.18	Modèle n°3 : Modélisation de la déformation co-sismique de la succession d'épisode à Punitaqui en 1997 en fonction de la ligne de visée du satellite. La carte des données InSAR issue du traitement en série temporelle est représentée en (a). Le modèle co-sismique est projeté en LOS dans la figure (b) avec la position des trois dislocations et le mécanisme au foyer associé aux événements majeurs. Enfin, la figure (c) montre le résidu obtenu en soustrayant le modèle aux données. . . . .	193
5.19	Sommation des interférogrammes pour les tracks 96, 325 et 53 ENVISAT. . .	194
5.20	Vitesse moyenne des tracks 96, 325 et 53 placées côte à côte (a) et mis en comparaison avec les mesures GPS compilées par le LIA (Métois et al.). . .	196
5.21	De haut en bas nous avons : la série temporelle originale de la track 325, la série temporelle corrigée du co-sismique du swarm de Copiapo de 2006, la série temporelle corrigée du co et du post-sismique du swarm de Copiapo de 2006, le modèle dérivé du GPS par Métois et al. et projeté en LOS. . . . .	197
5.22	Déformation intersismique sur la track ERS 53 (a), modèle GPS de Métois et al. projeté dans le LOS (b) et résidus entre les données InSAR et GPS (c). .	199
5.23	Comparaison de la mesure intersismique entre les séries temporelles des tracks 53 et 325 Envisat, un interférogramme à 11 ans pour la track 53 ERS et le modèle GPS projeté en ligne de visée du satellite. . . . .	200

# Communications

## Journaux

1. **G. Ducret**, M. P. Doin, R. Grandin, A. Socquet, C. Vigny, M. Metois, M. Bejar Pizzaro, *InSAR and GPS study for the 2006 swarm of Copiapo*, en Prep.
2. **G. Ducret**, M.-P. Doin, R. Grandin, C. Lasserre, and S. Guillaso, "*DEM corrections before unwrapping in a Small Baseline Strategy for InSAR time-series analysis*", 2012, soumis à IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing.
3. R. Grandin, M.-P. Doin, L. Bollinger, B. Pinel-Puysségur, **G. Ducret**, R. Jolivet, and S. Sapkota, "*Long-term growth of the Himalaya inferred from interseismic InSAR measurement*", 2012, article en presse dans Geology.

## Proceedings

4. **G. Ducret**, M.-P. Doin, R. Grandin, C. Lasserre, and S. Guillaso, "*DEM corrections before unwrapping in a small baseline strategy for InSAR time series analysis*", Proceedings of the Geoscience and Remote Sensing Symposium (IGARSS), 2011 IEEE International, pp 1353-1356, Vancouver, Canada, 2011.
5. M.-P. Doin, F. Lodge, S. Guillaso, R. Jolivet, C. Lasserre, **G. Ducret**, R. Grandin, E. Pathier, and V. Pinel, "*Presentation of the small baseline NSBAS processing chain on a case example : the Etna deformation monitoring from 2003 to 2010 using ENVISAT data*", Symposium Fringe de l'ESA (European Space Agency) 2011 Symposium, Frascati, Italie.
6. M.-P. Doin, C. Twardzik, **G. Ducret**, C. Lasserre, S. Guillaso, and S. Jianbao, "*Crustal flexure around Siling Co lake in Tibet observed by InSAR*", Proc. Dragon 2 Programme Mid-Term Results 2008-2010, à Guilin, République populaire de Chine, déroulé du 17 au 21 Mai 2010, ESA SP-684, octobre 2010.

## Présentations Orales

7. **G. Ducret**, M. P. Doin, R. Grandin, A. Socquet, C. Vigny, M. Métois, and M. Béjar-Pizzaro, "*Strain accumulation in the Southern Andes (25° S) observed by -35° ERS*"



- and Envisat SAR data*", 16th General Assembly of WEGENER on earth deformation and the study of earthquakes using geodesy and geodynamics, déroulé du 17 au 20 septembre, 2012 , à Strasbourg, France.
8. **G. Ducret**, M. P. Doin, R. Grandin, A. Socquet, C. Vigny, M. Métois, and M. Béjar-Pizarro, "*Deformation measurement in the Northern part of Chile using InSAR data*", Workshop MARISCOS/IPOC/EurIMAD déroulé du 4 au 5 juin, 2012, à Berlin, Allemagne
  9. **G. Ducret**, M. P. Doin, R. Grandin, A. Socquet, C. Vigny, M. Métois, and M. Béjar-Pizarro, "*Measurement of interseismic strain accumulation in the Southern Andes (25° - 35°S) using Envisat SAR data*", EGU General Assembly 2012, déroulé du 22 au 27 avril, 2012 à Vienne, Autriche.
  10. **G. Ducret**, M. P. Doin, R. Grandin, A. Socquet, C. Vigny, M. Métois, and M. Béjar-Pizarro, "*Measurement of interseismic strain accumulation in the Southern Andes (25° - 35°S) using the Envisat SAR data*", Congrès des doctorants de l'IPGP, déroulé du 19 au 23 mars, 2012, à Paris, France.
  11. **G. Ducret**, M. P. Doin, R. Grandin, C. Lasserre, and S. Guillaso, "*DEM corrections before unwrapping in a small baseline strategy for insar time series analysis*", Geoscience and Remote Sensing Symposium (IGARSS), déroulé du 24 au 29 juillet, 2011, Vancouver, Canada (Capture vidéo : <http://www.ustream.tv/recorded/16259302>).
  12. **G. Ducret**, and M.P. Doin, "*DEM corrections before unwrapping using InSAR data and applications for the Siling Co Lake in Tibet*", Congrès des doctorants de l'IPGP, déroulé du 14 au 18 mars, 2011, à Paris, France.
  13. M.-P. Doin, C. Twardzik, **G. Ducret**, C. Lasserre, S. Guillaso, and S. Jianbao, "*Visco-elastic deformation of the lithosphere around the lake Siling Co in Tibet*", 16th General Assembly of WEGENER on earth deformation and the study of earthquakes using geodesy and geodynamics, déroulé du 17 au 20 septembre, 2012 , à Strasbourg, France.
  14. R. Grandin, M.-P. Doin, L. Bollinger, B. Pinel-Puysegur, **G. Ducret**, R. Jolivet and C. Lasserre, "*Long-term growth of the Himalaya inferred from interseismic InSAR measurement*", Symposium de l'ESA Dragon 2-Dragon 3, déroulé du 25 au 29 juin 2012, à Pékin , Chine.
  15. C. Lasserre, S. Jianbao ; R. Jolivet, M.P. Doin, R. Grandin, **G. Ducret**, G. Peltzer, Z.-K. Shen, D. Rong, X. Xu, S. Guillaso, and S. Daout , "*Seismic Cycle, Lithosphere Rheology and Continental Deformation from time series analysis of InSAR data in China*", Symposium de l'ESA Dragon 2-Dragon 3, déroulé du 25 au 29 juin 2012, à Pékin , Chine.

16. R. Grandin , M.-P. Doin, L. Bollinger, **G. Ducret**, R. Jolivet, C. Lasserre, B. Pinel-Puysségur, and G. Peltzer, "*Interseismic strain accumulation across an active thrust system : an InSAR case study in the Himalayas*" , European Space Agency Fringe 2011 Symposium, déroulé 19 au 23 septembre, 2011 , à Frascati, Italie.
17. M.-P. Doin, C. Twardzik, **G. Ducret**, C. Lasserre, S. Guillaso, and S. Jianbao "*Crustal Flexure Around Siling Co Lake in Tibet observed by InSAR Time Series*", Symposium de l'ESA Dragon 2, déroulé du 20 au 24 juin 2011, à Prague, République Tchèque.
18. C. Lasserre, R. Jolivet, M.-P. Doin, R. Grandin, **G. Ducret**, T. Wright, S. Jianbao , H. Wang, G. Peltzer and S. Guillaso, "*Fault Behavior During the Seismic Cycle, Lithosphere Rheology and Continental Deformation Mechanisms : Insights from InSAR*", Symposium de l'ESA Dragon 2, déroulé du 20 au 24 juin 2011, à Prague, République Tchèque.
19. M.-P. Doin, **G. Ducret**, R. Grandin, S. Guillaso, R. Jolivet, C. Lasserre, F. Lodge, E. Pathier, and V. Pinel , "*Temporal series analysis of interferograms computed with small baselines : overview of the SBAS chain*", Ecole de Printemps EFIDIR, déroulé du 1 au 6 mai, 2011, aux Houches, France.
20. A. Socquet, M. Bejar-Pizarro, M.-P. Doin, S. Peyrat, **G. Ducret**, C. Vigny, D. Carrizo, M. Métois, and G. Peltzer, "*Modelling the source of the Maule Mw 8.8 earthquake and early afterslip using GPS and InSAR data*", Eos Trans. AGU, Abstract U44B-08 , 91(26), Meet. Am. Suppl., déroulé du 8 au 12 août 2010, à Foz de Iguaçu, Brésil.
21. A. Socquet , M. Bejar-Pizarro , C. Vigny , M.-P. Doin, **G. Ducret**, D. Carrizo , M. Métois , and G. Peltzer, "*Modelling the source of the the Maule Mw 8.8 earthquake and early afterslip using GPS and InSAR data*", AGU Chapman Conference on Giant Earthquakes and Their Tsunamis, déroulé du 16 au 24 Mai 2010, à Valparaiso Vina del mar, Chili.
22. C. Lasserre, R. Jolivet, M.-P. Doin, **G. Ducret**, G. Peltzer, J. Sun, Z. au K. Shen, and X. Xu, "*Lithospheric response to interseismic loading and lake loading in northern and central Tibet, China : measurements from time series analysis of Envisat data*", Symposium de l'ESA Dragon 2, déroulé du 17 au 21 mai 2010, à Guilin , Chine.
23. J. Sun, Z.-K. Shen, X. Xu, C. Lasserre, R. Jolivet, M.-P. Doin, **G. Ducret**, and G. Peltzer, "*Stress-Transfer Model of the April 14, 2010 Mw 6.9 Yushu (Tibet, China) Earthquake from Geodetic Data*", Symposium de l'ESA Dragon 2, déroulé du 17 au 21 mai 2010, à Guilin, Chine.
24. M.-P. Doin, **G. Ducret**, S. Guillaso, R. Jolivet, C. Lasserre, E. Pathier, and V. Pinel , "*Analyse en série temporelle des données InSAR à petite ligne de base : présentation de la chaîne SBAS*", Séminaire EFIDIR, déroulé du 1 au 3 avril, 2010, à Aussois, France.

## Présentations Posters

25. **G. Ducret**, M.-P. Doin, R. Grandin, A. Socquet, C. Vigny, M. Métois and M.B. Pizarro, "*Measurement of interseismic strain accumulation in the Southern Andes (-25° -35°S) using the ERS and Envisat SAR archive*", Symposium Fringe de l' ESA (European Space Agency) Fringe 2011, déroulé du 19 au 23 septembre, 2011 , à Frascati, Italie.
26. **G. Ducret**, M.-P. Doin, R. Grandin, C. Lasserre, and S. Guillaso, "*DEM Corrections Before Unwrapping in a Small Baseline Strategy for INSAR Time Series Analysis*", Symposium de l'ESA Dragon 2, déroulé 20 au 24 juin 2011, à Prague, République Tchèque.
27. **G. Ducret**, M.-P. Doin, C. Lasserre, and S. Guillaso, "*DEM corrections on series of wrapped interferograms as a tool to improve deformation monitoring around Siling Co lake in Tibet*", Colloque CNFGG, 22 au 24 novembre, 2010, Le Mans, France.
28. **G. Ducret**, M.-P. Doin, C. Lasserre, and S. Guillaso, "*DEM corrections on series of wrapped interferograms as a tool to improve deformation monitoring around Siling Co lake in Tibet*", Symposium de l'ESA Dragon 2, déroulé du 17 au 21 mai 2010, à Guilin, Chine.
29. **G. Ducret**, M.-P. Doin, C. Lasserre, S. Guillaso, and C. Twardzik "*DEM corrections on series of wrapped interferograms as a tool to improve deformation monitoring around Siling Co lake in Tibet*", Assemblée générale de l'EGU 2010, déroulé du 2 au 7 mai, 2010 à Vienne, Autriche.
30. **G. Ducret**, M.P. Doin, C. Lasserre, and S. Guillaso , and C. Twardzik, "*DEM corrections on series of wrapped interferograms as a tool to improve deformation monitoring around Siling Co lake in Tibet*", Séminaire EFIDIR, déroulé du 1er au 3 avril, 2010, à Aussois, France.
31. **G. Ducret**, M.P. Doin, C. Lasserre, S. Guillaso , and C. Twardzik , "*DEM corrections on series of wrapped interferograms as a tool to improve deformation monitoring around Siling Co lake in Tibet*", Congrès des doctorants de l'IPGP, déroulé du 15 au 19 mars, 2010, à Paris, France.
32. M.-P. Doin, C. Twardzik ; **G. Ducret**, C. Lasserre, S. Guillaso, J. Sun, "*Visco-elastic deformation around Siling Co lake (Tibet) due to its 2000-2010 increased water load.*", déroulé du 3 au 7 décembre 2012, AGU Fall Meeting, à San Francisco, USA
33. S. Daout, **G. Ducret**, C. Lasserre, M-P. Doin, R. Jolivet, R. Grandin, S. Jianbao, Z-K. Shen, J-M. Nocquet, Y. Klinger, "*Fault bends : behavior during the interseismic period constrained by SAR interferometry*", 16th General Assembly of WEGENER on earth

- deformation and the study of earthquakes using geodesy and geodynamics, déroulé du 17 au 20 septembre, 2012 , à Strasbourg, France
34. R. Grandin, M-P Doin, L. Bollinger, B. Pinel-Puysségur, **G. Ducret**, R. Jolivet, S-N. Sapkota, "*Long au term growth of the Himalaya inferred from interseismic InSAR measurement*", 16th General Assembly of WEGENER on earth deformation and the study of earthquakes using geodesy and geodynamics, déroulé du 17 au 20 septembre, 2012 , à Strasbourg, France
35. S. Daout, **G. Ducret**, C. Lasserre, M.-P. Doin, R. Jolivet, Sun Jianbao, Zheng-Kang Shen, J.-M. Nocquet, Y. Klinger, Xu Xiwei and Liu-Zeng Jing, "*Fault Bends : Behavior During the Interseismic Period Constrained by SAR Interferometry*", Symposium de l'ESA Dragon 2-Dragon 3, déroulé du 25 au 29 juin 2012, à Pékin , Chine.
36. R. Grandin, M.P. Doin, **G. Ducret** , L. Bollinger, B. Pinel-Puysségur, C. Lasserre and R. Jolivet, "*Interseismic strain accumulation across an active thrust system : an InSAR case study in the Himalaya*", déroulé du 5 au 9 décembre 2011, AGU Fall Meeting, à San Francisco, USA
37. M.-P. Doin, C. Twardzik, **G. Ducret**, C. Lasserre, S. Guillaso, and S. Jianbao, "*Visco-elastic rebound of the lithosphere around the lake Siling Co in Tibet*", Symposium Fringe de l'ESA (European Space Agency) 2011 , déroulé du 19 au 23 septembre, 2011 , à Frascati, Italie.
38. M.-P. Doin, F. Lodge, S. Guillaso, R. Jolivet, C. Lasserre, **G. Ducret**, R. Grandin, E. Pathier, and V. Pinel, "*Presentation of the small baseline NSBAS processing chain on a case example : the Etna deformation monitoring from 2003 to 2010 using ENVISAT data*", Symposium Fringe de l'ESA (European Space Agency) 2011 , déroulé du 19 au 23 septembre, 2011 , à Frascati, Italie.
39. R. Grandin, M.P. Doin , L. Bollinger, B. Pinel-Puysségur, R. Jolivet, **G. Ducret**, C. Lasserre, and G. Peltzer, "*Interseismic Strain Accumulation Across an Active Thrust System : an InSAR Case Study in the Himalayas*", Symposium de l'ESA Dragon 2, déroulé du 20 au 24 juin 2011, à Prague, République Tchèque.
40. M.-P. Doin, C. Twardzik, **G. Ducret**, C. Lasserre, S. Guillaso, and S. Jianbao, "*Visco-elastic rebound of the lithosphere around the lake Siling Co in Tibet observed by InSAR*", déroulé du 13 au 17 décembre 2010, AGU Fall Meeting, à San Francisco, USA
41. C. Twardzik, **G. Ducret**, and M.-P. Doin , "*Deformation field generated by the Siling au Co's lake water level increase*", Symposium de l'ESA Dragon 2, déroulé du 17 au 21 mai 2010, à Guilin, Chine.

## Formation

42. **G. Ducret**, Score de 850, Test TOEIC "listening and reading", 13 juillet 2012, Paris, France.
43. **G. Ducret**, "Comité de thèse 2ème année", Jury : M.P Doin, C. Vigny, A. Socquet, N. Chamot Rooke, 21 octobre 2011, à Paris, France .
44. **G. Ducret**, Participation à la "Spring school of Extraction and Fusion of Information for Displacement measurement from SAR Imagery", Ecole de Printemps d'EFIDIR, déroulé 1 au 6 mai 2011, aux Houches, France.
45. **G. Ducret**, "Comité de thèse 1ère année", Jury : M.P Doin, C. Vigny, A. Socquet, N. Chamot Rooke, 6 décembre 2010, à Paris, France .
46. **G. Ducret**, "La Segmentation des failles : de l'observation au modèle", Compte rendu du cours de failles actives dispensé par Y. Klinger, 2010 .
47. **G. Ducret**, Participation au "Stage failles vivante en Grèce", Stage de terrain IPGP, déroulé du 27 mai au 3 juin 2010, Grèce.